Földtani Közlöny

136/2 A Magyarhoni Földtani Társulat folyóirata

BULLETIN OF THE HUNGARIAN GEOLOGICAL SOCIETY



Budapest, 2006

Földtani Közlöny

A Magyarhoni Földtani Társulat folyóirata

Bulletin of the Hungarian Geological Society

Vol. 136/2

Budapest
ISSN 0015-542X

Főtámogató
MOL Rt.

Sponsor
MOL Rt.

A kéziratokat az alábbi címre kérjük küldeni

PIROS Olga, 1442 Budapest, Pf. 106.

Manuscripts to be sent to

Olga PIROS, 1442 Budapest, P. O. box 106.

Földtani Közlöny is abstracted and indexed in **GeoRef** (Washington) **Pascal Folio** (Orleans) **Zentralblatt für Paläontologie** (Stuttgart), **Referativny Zhurnal** (Moscow) and **Geológiai és Geofizikai Szakirodalmi Tájékoztató** (Budapest)

Földtani Közlöny 136/2, 173–175. (2006) Budapest

Elnöki megnyitó[1]

Tisztelt Közgyűlés! Kedves Tagtársak! Hölgyeim és Uraim!

Tisztelettel köszöntöm a társegyesületek körünkben megjelent képviselőit, a Magyar Geofizikusok Egyesületének elnökét, a kitüntetetteket, kedves vendégeinket! Üdvözlöm tiszteleti tagjainkat, a Választmány tagjait, a különféle bizottságok tagjait, a szakosztályok és területi szervezetek tisztségviselőit, a Titkárság munkatársait, valamennyi tagtársunkat!

Társulatunk ismét közösségi életünk legkiemelkedőbb eseményéhez, a tisztújító közgyűléshez érkezett el. A 158 éve alkotmányosan, az alapszabály szerint működő Társulatunknak, a rendszeres, háromévenkénti tisztújítás a fiatalság, a megújulás, az újrakezdés lehetőségét hordozza magában. Tovább erősíti ezt az érzésünket, hogy eleink, bölcs megfontolással a tavasz kezdetéhez, a természet ébredéséhez kötötték a közgyűlések időpontját.

A megújulásra, a fiatalos lendületre egész szakmánknak szüksége és igénye van. A földtannak az élet, az oktatás és a gazdaság területén hosszú ideje tartó kedvezőtlen megítélése, háttérbe szorulása úgy tűnik, hogy kezd pozitív irányban megváltozni. Fordulópontot a 2004-ben, az itáliai és európai reneszánsz bölcsőjében, Firenzében megrendezett 32. Nemzetközi Geológiai Világkongresszus jelenthetett, amit néhány világ- és európai szintű kezdeményezés követett. Ide kell sorolnunk az immár az Egyesült Nemzetek Szervezetének határozatával megerősített kezdeményezést, mely szerint 2008 a „Föld Bolygó Nemzetközi Éve" lesz, de a csatlakozó programok megkezdésére és lecsengésére rendelkezésre áll majd a 2007. és a 2009. év is.

Egy éve indult el a földmegfigyelő rendszerek összekapcsolásának, koordinált működésének világméretű, számos nemzetközi szervezet által támogatott, interdiszciplináris programja, a GEOSS (Globális Föld Megfigyelési Rendszerek Hálózata). A földfelszínt térképező, a távérzékelési és felszíni adatokat egybevető, monitoring rendszereket, mérőhálózatokat működtető földtan integráns része a programnak. Élnünk kell a lehetőséggel, be kell kapcsolódnunk az észlelési, adatbázisépítési, oktatási és népszerűsítő tevékenységekbe.

A lehetőségek mellett számítanunk kell az igények növekedésére is. Minden bizonnyal fel fognak értékelődni a hazai, a manapság nem hasznosított nyersanyagaink, és meg kell találni az éles versenyhelyzetben levő Európai Közösség energiautánpótlásának alternatíváit is. Feladat tehát lesz, és nem is kevés.

Kedvező jelként értékeljük azt is, hogy többköztiszteletben álló tagtársunk a közelmúltban, a Nemzeti Ünnep alkalmából magas állami kitüntetésben részesült. Szeretném köszönteni és mindannyiunk nevében gratulálni Dr. ÁRKAI Péter akadémikus úrnak, a Széchenyi Díj új kitüntetettjének, Dr. BÁRDOSSY György akadémikus úrnak, aki a Magyar Köztársasági Érdemrend Tisztikeresztje kitüntetésben részesült, és Dr. DANK Viktor professzor úrnak, aki A Magyar Köz-

[1]Elhangzott a Magyarhoni Földtani Társulat 153. tisztújító rendes közgyűlésén, Budapest, 2005. március 22.

társasági Érdemrend középkeresztje (polgári tagozat) kitüntetésben részesült! Mindannyiuknak kívánunk jó egészséget és további eredményes munkát!

Személyi, de abból vetülően társulati sikernek is számít, hogy volt elnökünket Dr. BÉRCZI Istvánt a Geológusok Európai Szövetsége (European Federation of Geologists) az elmúlt év decemberében elnökévé választotta! Gratulálunk, és jó munkát, a geológusok, az egész szakma eredményes érdekképviseletét kívánjuk!

Annak is örülhetünk, hogy Dr. PANTÓ György akadémikus úr, tiszteleti tagunk mandátumának lejárta után, továbbra is van geológus tagja a Magyar Tudományos Akadémia Földtudományok Osztálya vezetésének, Dr. VÖRÖS Attila akadémikus, tagtársunk személyében. Őt kértük fel, hogy a tisztújító közgyűlés keretében, előadásban mutassa be a geológia múlt, jelen és jövőbeli helyzetét a Magyar Tudományos Akadémián.

Tisztelt Közgyűlés!

Egy leköszönő elnökségnek kötelessége mérleget vonni elmúlt három éves tevékenységéről, felmérni, hogy mit hagy szellemiekben és anyagiakban a Társulat ma megválasztandó, új vezetésének. Nyugodt szívvel mondhatom, hogy küzdelmes, de szép éveket tudunk magunk mögött, melynek eredménye, hogy Társulatunk őrzi értékeit, méltóan ápolja hagyományait. Tagságunk létszáma örvendetesen növekedett, sok közöttük a fiatal, frissen végzett szakember. A fiatalok kezdeményezésének köszönhetően az Elnökség megújította az Ifjúsági Alapítvány kuratóriumát. Szakosztályaink, területi szervezeteink aktívak, szakmai programjaik színvonalasak, vonzóak. Ezek közül is ki kell emelni a Magyar Geofizikusok Egyesületével közösen gondozott Ifjú Szakemberek Ankétját, a kiemelt rendezvények sorába lépett Őslénytani Vándorgyűlést és a rendszeressé vált Geomatematikai Ankétot.

Jól sáfárkodtunk vagyonunkkal is. Kitartó, következetes álláspontunknak köszönhetően Társulatunk telekkönyvileg is bejegyzett tulajdonrészhez jutott a MTESZ székház Fő utcai ingatlanában. Sikerült javítani az előző évek nehéz anyagi helyzetén is, a Gazdasági Bizottság és a főtitkár beszámolója tételesen is igazolni fogja megerősödött gazdasági helyzetünket. Gazdasági helyzetünk stabilizálásában kiemelkedő szerepe van a pontosan befolyó tagdíjaknak, a személyi jövedelemadó 1%-ának felajánlásából származó támogatásának, valamint a Társulatunkat jogi tagdíjjal támogató Mol Rt.-nek és a Magyar Állami Földtani Intézetnek. Köszönet a támogatásokért!

Szólnunk kell még Társulatunk „kedves gyermeke", a Földtani Közlöny sikertörténetéről. A külsejében megújult folyóirat, elsősorban a főszerkesztő Császár Géza, valamint a szerkesztőség, és a szerkesztőbizottság valamennyi munkatársának köszönhetően, a korábbinál is színvonalasabb, szakmailag igényesebb lett. A folyóirat új rovatokkal, színes ábrákkal bővült, sikerült felszámolni a több éves elmaradást, megjelenése rendszeressé vált, közgyűlésünkre megjelent a 2006. év első füzete.

Őrködtünk a Társulat működésének jogszerűsége felett is. Bebizonyosodott azonban, hogy a jogszabályi keretek, az alapszabály, az ügyrend több ponton korrekcióra, módosításra szorul. Az új elnökségnek hagyományozzuk azt a javas-

latcsomagot, amit saját megítélésével kiegészítve, átértékelve a következő közgyűlés elé terjeszthet az alapszabály módosítása érdekében.

Tisztelt Közgyűlés!

A számvetés nem fedi le a Társulat teljes működését. Meggyőződésünk, hogy a megválasztandó Elnökség, a Választmány, a bizottságok, szakosztályok, területi szervezetek vezetősége élni fog a bevezetőben említett megújulás, megújítás lehetőségével. Szilárd alapokon építkezhetnek, munkájukhoz kívánok erőt, egészséget és jó szerencsét!

Ezzel a Magyarhoni Földtani Társulat 153. rendes tisztújító közgyűlését megnyitom.

Budapest, 2006. március 22.

Dr. BREZSNYÁNSZKY Károly
elnök

Földtani Közlöny 136/2, 177–184. (2006) Budapest

Főtitkári jelentés a Magyarhoni Földtani Társulat 2005. évi tevékenységéről[1]

SZABÓ Csaba

Tisztelt Közgyűlés, Kedves Kollégák, Hölgyeim és Uraim!

Hagyományainknak megfelelően március 15-ét követő első szerda a Magyarhoni Földtani Társulat életében a közgyűlés napja, amely ezúttal a 153. a Társulat gazdag történetében. Szinte tegnap volt az előző közgyűlés, tegnap előtt meg az azt megelőző tisztújítás és nagyon élénken felidéződnek bennem a változást követő 90-es évek főtitkári beszámolói. E beszámolókban sokszor erősen eltérő hangulati elemeket is tartalmazó, de mindig a társulat helyét, koordinátáit, mozgásterét aggódva felvető kérdések hangzottak el, sokszor önmagunkhoz intézve. Én sem térhetek ki a kérdések elől már csak azért sem, mert a Magyarhoni Földtani Társulatnak egy időszaka ma újra lezáródik. Hol van és hova tart a Magyarhoni Földtani Társulat ebben a folyamatosan változó, erősen frusztrált, értékeit kereső és sokszor nem találó világban? Tudott-e és tud-e alkalmazkodni a folyamatos rendszerváltozáshoz, ami még felülbélyegződik az Európai Uniós tagságunkból származó különböző elvárásokkal, regulációkkal. A válasz ma egy biztosabb igen, mintha tegnap és meg biztosabb igen, mintha tegnapelőtt hangzott volna el. Igen, vannak egyértelmű jelek, amelyek igent mondatnak velem. Egyrészt a miénktől szerencsésebb társadalmak stabilitását, tartását és erejét (nem gazdaságról beszélek) nagyon erős szakmai és különböző civil szerveződések hálózata biztosítja, amelyekhez egyre több hazai szervezet, egylet, társulat kapcsolódik különböző szintű partnerként. Ezekből az együttműködésekből tanulni és építkezni kell, ami a hazai szakmai és/vagy civil szervezetek átalakulását és megerősődését vonja maga után. Ilyen változások jelei bontakoznak ki egyes Területi Szervezeteink és Szakosztályaink nemzetközi kapcsolatot kereső vagy már kiépítő tevékenységében, több szervezet összefogásával megvalósított sikeres rendezvények sorában, illetve jelennek meg a szakmai közösségért egyszerűen dolgozni vágyó fiatal tagtársak minapi felbukkanásában.

Ehhez a vonulathoz illeszthető az a hír is, hogy a Magyarhoni Földtani Társulat másik három egyesülettel (Gépipari Tudományos Egyesület, Optikai, Akusztikai Film- és Színháztechnikai Tudományos Egyesület, Szervezési és Vezetési Tudományos Társaság) és a MTESZ-szel (szemben!) a Fő u. 68-ban tulajdonjogot szerzett. A Kincstári Vagyoni Igazgatóság 2005. június 15-én hivatalosan is birtokunkba adta a 60,6 négyzetméternyi irodahelyiségeket és egy 7,4 négyzetméternyi pincerészt.

Mit mutatnak a számok a taglétszám alakulásáról?

A Magyarhoni Földtani Társulat tényleges tagsága 2005-ben 928 fő, ami 2004-hez képest további enyhe növekedést jelent (2004-ben a tagság 901, 2003-ban 883 fő

[1]Elhangzott a Magyarhoni Földtani Társulat 153. tisztújító rendes közgyűlésén, Budapest, 2005. március 22.

volt). Ezen belül az aktív tagok száma 448 fő (2004-ben 447 fő volt), a nyugdíjas tag 233 fő, a diák tag 182 fő, és 25 fő tiszteleti tagot tartunk nyilván. A 2004. évi adatokhoz képest az aktív tagok száma egy fővel, a nyugdíjas 10 fővel, a diáktagok száma 6 fővel nőtt. Egyértelmű, hogy a taglétszámot – különösen a fiatalok körében – tovább kellene növelni, ami nem biztos, hogy egyszerűen végrahajtható feladat lesz a jővőben, hiszen a 3+2 képzési rendszer kitolja a hallgatók szakválasztási kényszerét. Ugyanakkor a Magyarhoni Földtani Társulat egyes szakosztályai (pl. az Ásványtani-Geokémiai és a Rétegtani-Őslénytani) az alsóbb éves földtudomány szakos hallgatók számára is érthető című (tehát vonzó) rendezvényeivel akár segíthet a szakválasztásban, és a hallgatók kiválasztásában.

Idekapcsolódik a Társulat arculatának az internetes megjelenítése és ennek fontosságának és hasznának hangsúlyozása. Titkárunk, FALUS György naprakész állapotban tarja a honlapon az eseménynaptárt, ahol nemcsak a társulati programok, hanem egyéb szakmai események – pl. akadémiai előadói ülések, doktori és diplomavédések – is olvashatók. Tisztelettel ajánluk Tagtársaink figyelmébe a társulat honlapját, amelyet 2004. január 14-e óta 10 015 látogató keresett fel – akiknek 93,6%-a magyarországi felhasználó. Ez napi 13 böngészőt jelent.

Tisztelt Közgyűlés!

Eljött az a pillanat, amikor emlékezünk. Emlékezzünk arra a körre, amelynek tagjai az elmúlt évben örökre eltávoztak közülünk, így KISS János tiszteleti tagra, KOPEK Gábor, KRETZOI Miklós, JÁNOSSY Dénes, ELEK Istvánné, KASSAI Miklós, MACH Péter, VEREBÉLYI Kálmán és VÁRKONYI László tagtársunkra. Kérem a Tisztelt Közgyűlést néma felállással tisztelegjünk emléküknek!

Tisztelt Közgyűlés!

Néhány szót hadd szóljak a Társulat pénzügyi és gazdasági helyzetéről. Az előző évhez hasonlóan, ahogyan a Gazdasági Bizottság jelentésében hallani fogják – a 2005. évi mérlegünk is pozitív eredményt mutat +2 585 eFt-tal zártuk az előző évet. A tagdíjak, a közhasznú célra kapott támogatás, K+F megbízásos munka mellett – a tavalyi évhez hasonlóan – ismét jelentős összeg 870 eFt folyt be a tagtársaink személyi jövedelemadójának 1%-ból. Hadd ragadjam meg az alkalmat és köszönjem meg mindazoknak, akik társulatunkat jelölték meg kedvezményezettként. Ha ez a tendencia megmarad, akkor a következő évek főtitkárának csak ismételnie kell az előző mondatot. Bízom benne, hogy így lesz.

A 2005-ös mérleg kiadási oldalán a legnagyobb tétel a bér- és járulékköltség rovatban jelentkezik, amely azonban a titkárságon végzett sokrétű munka mennyiségéhez képest így is szerény.

Néhány szó a központi rendezvényekről

A kiosztott közhasznúsági jelentés a 4. pont A alpontja alatt a Tudományos tevékenység és kutatáshoz felsorolva mutatja a kiemelt rendezvényeinket, közöttük – természetesen – a központi rendezvényeket. Ebből a sorból egy – a MGE-vel közö-

sen szervezett 2005. évi Ifjú Szakemberek Ankétja – B alpontnál a Nevelés és oktatás, képességfejlesztés rovatában olvasható. A Magyarhoni Földtani Társulat az Ifjú Szakemberek Ankétját töretlenül kiemelt rendezvénynek tekinti és csak a beszámolókötelezettség formai előírásai miatt került az Ankét ehhez a ponthoz. Csak az idővel való ésszerű gazdalkodás tántorít el attól, hogy a fiatal tagtársaink neveit felolvassam, akik ezen a rendezvényen díjakat nyertek, bár közülük hárommal majd a szavazatszámlálás alatt megismerkedhet a Tisztelt Tagság.

Tisztelt Közgyűlés!

A következőkben röviden összefoglalom az egyes területi szervezetek és tematikus szakosztályok 2005. évi tevékenységét, kiemelve egy-két jelentős, igazán sikeresnek mondható rendezvényt.

Alföldi Területi Szervezet

A társulat Alföldi Területi Szervezete 2005. év során 2 alkalommal tartott előadó ülést, amelyeken összesen 45 fő vett részt. Ezenkívül 2 rendezvényt a Társulat Geomatikai Szakosztályával együtt szerveztek meg. Az önértékelés szerint a Szervezet tevékenységében a közelmúlthoz képest visszaesés tapasztalható.

Dél-Dunántúli Területi Szervezet

A Területi Szervezet a 2005. évben 2 nagyrendezvényt és számos kisebb programot szervezett. Az év tavaszán pécsi helyszínnel a Magyar Geofizikusok Egyesületével közös előadói ülést és hozzá kapcsolódó terepbejárást tartottak 81 fő részvételével. November végén Nagykanizsán – immár hagyományosan – megrendezték a II. Földtudományi Ankétot, amelyen 75 fő vett részt. Várakozáson felüli, 35 fős érdeklődés kísérte a márciusban szervezett Mecsek hegységi terepbejárást, amelynek célja egyes neogén feltárások megtekintése volt. Hasonlóan sikeres volt a júniusi, külföldi vendégeket is vonzó Balaton-felvidéki program, ahova 46 fő jelentkezett. A Dél-Dunántúli Területi Szervezetet 2005-ben a korábbi évekhez képest lényegesen élénkebb, szerteágazóbb tevékenység jellemezte.

Észak-Magyarországi Területi Szervezet

A 2005. év folyamán négy alkalommal tartott szakmai összejövetelt a szervezet. A területi szervezet áprilisban rendezte meg „A bányászat és környezete" című előadó ülését, amelyen 26 fő jelent meg – nemcsak a társulati tagok, hanem képviseltették magukat a hatóságok is. A sikeres rendezvényen a térségben működő kis- és közép vállalkozások mutatták be, hogy milyen – földtannal és bányászattal kapcsolatos – tevékenységet folytatnak és milyen feladatokat old meg jelenleg az ipari geológia. Egy másik figyelemreméltó rendezvény a PHARE CBC záró konferenciához csatlakozó Telkibányai terepbejárás volt október 7-én, ahol 34 fő vett részt. A kirándulást a területi szervezet mellett a Miskolci Egyetem, a Kassai Egyetem és Telkibánya Önkormányzata szervezte. A résztvevők megtekinthették többek között a Mária-bánya földalatti tantárót, a Jupiter-aknát, és felszíni tanösvényt, különböző külszíni bányászati emlékeket, majd a terepi mini vízkémiai labor bemutatására került sor. Az Észak-Magyarországi Területi szervezetet 2005-ben is aktív volt és színvonalas szakmai tevékenység jellemezte.

Közép- és Észak-Dunántúli Területi Szervezet

Az előző évben a Területi Szervezet két rendezvényt tartott. Egy rendhagyó, nem szakmai összejövetelre áprilisban került sor 16 fő részvételével. A december 15-i évzáró összejövetelen 35 fő előtt 3 előadás hangzott el. Ezek közül az egyik előadás a tervezett Balaton-felvidéki geoparkról szólt. A területi szervezet tisztségviselői ismét felhívták a figyelmet a szakmai rendezvények társszervezetekkel történő közös megrendezésének szükségességére. Enélkül az összejövetelek rendkívül kislétszámú és egyre fogyó hallgatóságra számíthatnak.

Agyagásványtani Szakosztály

Az előző évekhez hűen a szakosztálynak 2005-ben is több, más szakosztállyal közös szervezésű rendezvénye volt. A múlt évben a szakosztály négy előadóülést tartott, elsősorban az Ásványtani-Geokémiai Szakosztállyal közösen. Mind szakmai programját, mind ünnepi alkalmát tekintve kiemelkedik a rendezvények közül az 50 éves MTA Geokémiai Kutatóintézetet köszöntő december 5-i előadóülés, amelyen 27 fő vett részt. Egy korábbi, április 18-án tartott előadóülés, amelynek célja a magyarországi bentonitkutatás legújabb eredményeinek a bemutatása volt, 20 főt mozgatott meg. A Szakosztály az előző évhez képest egy kissé csendesebb évet zárt.

Általános Földtani Szakosztály

A Szakosztály munkája már évek óta szinte teljesen összekapcsolódik a Budapesti Területi Szervezet tevékenységével. 2005-ben a Szakosztály egy nagyrendezvényt és 7 előadóülést szervezett, összesen 263 résztvevővel. A rendezvények többségét társszervezetekkel együtt tartották meg, amelyek között a Magyar Geofizikusok Egyesülete, az MTA Szedimentológiai Albizottsága, valamint a Észak-Magyarországi Területi Szervezet jelent meg. A rendezvények sikerességét Báldi Tamás és Oravecz János tagtársaink tiszteletére rendezett előadóülés 109 fős látogatottsága, a 30 fő feletti létszámmal lezajlott bükki terepi út, illetve az előadóüléseken bemutatott, összesen 22 előadás és 3 poszter bizonyítja. A szakosztály folyóiratának, az Általános Földtani Szemlének két száma jelent meg (29. és 30. szám). A Hantken Kiadó gondozásában újraéledt folyóirat jövője biztosítottnak látszik. A Szakosztály egy igen gazdag évet tudhat maga mögött.

Ásványtani-Geokémiai Szakosztály

A Szakosztály az előző évben kilencszer tartott szakülést: kétszer önállóan, a többi alkalommal közös szervezésben az Agyagásványtani vagy Tudománytörténeti Szakosztállyal, a Herman Ottó Múzeummal, a Miskolci Egyetemmel, az MTA Miskolci Akadémiai Bizottságával, vagy IUGS Magyar Nemzeti Bizottságával. A Szakosztály október 10-i önálló rendezvénye 36 főtt vonzott, ahol a résztvevők egy hosszabb külföldi tartózkodás tapasztalata mellett könyvbemutatókról hallhattak. A Szakosztály március 4-én a Herman Ottó Múzeummal, a Miskolci Egyetemmel és a MTA Miskolci Akadémiai Bizottságával közös rendezésben, Miskolcon, 57 résztvevő előtt tartotta meg „A hazai ásványtani kutatások elmúlt tíz éve: A közelmúlt eredményei, a jelen újdonságai, a jövő feladatai" c. előadóülését. A szakülésen 12 előadás hangzott el és 4 posztert mutattak be. Az Agyagásványtani Szakosztály és a IUGS Magyar Nemzeti Bizottság társszervezésében megtartott november 14-i

ülésen 34 fő 11 beszámolót hallgatott meg 2005. olyan nemzetközi rendezvényeiről, ahol a szakterülethez tartozó hazai kutatók résztvettek. A szakosztály által szervezett „50 éves az MTA Geokémiai Kutatóintézet" című december 5-i előadóülésről az Agyagásványtani Szakosztálynál már tettem említést. Az Ásványtani-Geokémiai Szakosztályt az előző évekhez hasonló aktivitás és nyitottság jellemezte 2005-ben is.

Geomatematikai és Számítástechnikai Szakosztály

A Szakosztály a 2005. évben 5 előadóülést szervezett és igen népes hallgatóságot vonzott. A Miskolci Egyetem Műszaki Földtudományi Karán, február 9–10-én a „Folyadékok áramlásának szimulációja" címmel 10 előadás hangzott el. A kétnapos rendezvény résztvevőinek száma 99 fő volt. Május 19–20-án Szeged-Mórahalom adott otthont a IX. Geomatematikai Ankétnak 62 fő részvételével. Az előadások két szekcióban folytak és külföldi előadók is bemutatkoztak. A Szakosztály november 4-én növelte a kihelyezett szakosztályi üléseinek a számát: a Nyugat-Magyarországi Egyetem Erdőmérnöki Karára látogattak, ahol a Földtudományi és Matematikai Intézettel közösen a Szakosztály 4 előadással, 21 fő előtt sikeresen mutatkozott be.

Az Interneten publikált angol nyelvű Journal of Hungarian Geomathematics című folyóirat második száma is megjelent. A szakosztály gazdag és eredményes évet zárt.

Mérnökgeológiai és Környezetföldtani Szakosztály

A Magyarhoni Földtani Társulatnak továbbra is az egyik legnagyobb taglétszámú szakosztálya a Mérnökgeológiai és Környezetföldtani Szakosztály. A rendezvények nagy hányadát más szakegyesületek, szakmai szervezetek bevonásával, változatos tematikával valósították meg.

Februárban 10-én került sor Széchy Károly emlékülésre 160 fő részvétele mellett, ebből 8 társulati tag volt jelen. A Szakosztály június 15-én Egerben a Magyar Kőszövetséggel és a Szilikátipari Tudományos Egyesülettel közösen szervezte meg „VI. Díszítőkő Konferenciát". A résztvevők száma meghaladta a 60 főt volt (ebből 25 fő Társulati tag volt). Az egész napos előadóülésen a kőbányászat, a feldolgozás, a teherviselő kőszerkezetek, a műemlékekkel kapcsolatos kérdések kerültek terítékre. A rendezvény vendége volt a nemzetközi kőújság, a „Magasin LITOS" főszerkesztője, aki előadást tartott a díszítőkőipar várható fejlődéséről.

A Szakosztály részt vett a Magyar Mérnöki Kamara Geotechnikai Tagozatával és a Közlekedéstudományi Egyesület Talajmechanikai Szakosztályával a hagyományosan Ráckevén évente megrendezésre kerülő „GEOTECHNIKA" konferencia szervezésében, ami október 18–19-én volt. A konferencián a mérnökgeológia önálló szekcióként szerepelt. A rendezvényen 200 fő jelent meg, amelyből 15 társulati tag.

A Szakosztály önértékelése szerint az elmúlt évben az előadóülések látogatottsága nagyon változó – általában kicsi-közepes – volt. Azonban a társszervezőkkel tartott rendezvények sikerét azok kiemelkedő látogatottsága látványosan bizonyítja.

Őslénytani-Rétegtani Szakosztály

A Szakosztály szokásához híven 2005-ben is kevés – ezúttal 1 – de hagyományosan nagyon jól szervezett rendezvényt tartott, mégpedig a 8. Magyar Őslény-

tani Vándorgyűlést, amire május 18–21 között került sor Erdélyben, a Hátszegi-medencében az Óraljaboldogfalvi Kendeffy-kastélyban. A vándorgyűlés szervezésben a kolozsvári Bolyai Társaság, személy szerint WANEK Ferenc, a Sapientia Erdélyi Magyar Tudományegyetem tanára segédkezett. A vándorgyűlésen 20 előadás és 14 poszterbemutató hangzott el, amelyeket a szakosztály vezetőségéből álló zsűri négy kategóriában díjazott. A harmadik napon szakmai terepbejárásra indultak a résztvevők a Hátszegi-medencében és környékén, így eljutottak a tustyai dinoszaurusz-tojások lelőhelyéhez, továbbá felkeresték a Nopcsa család romos állapotban lévő kastélyát Szacsalon.

Tudománytörténeti Szakosztály

Társulatunk egyik legaktívabb és legszínesebb szakosztálya 2005-ben 8 alkalommal tartott előadóülést, amelyeken összesen 424 fő vett részt. Kiemelkedő sikere volt a Székesfehérvárott megrendezett Szent György-napi Bauxittalálkozónak, illetve a Szabó József Geológiai Technikum öt évtizedes működéséről emlékező rendezvénynek, amelyhez a MÁFI-ban tablókiállítás is kapcsolódott. Az elmúlt év egyik legemlékezetesebb előadóülése méltó volt a 125 éve született ROZLOZSNIK Pál emlékéhez. A rendezvényen 22 fő vett részt. A Szakosztály szokásos évvégi – könnyű műfajt is magába foglaló – rendezvénye ezúttal a „Recens geopoézis" címet viselte és elsöprő sikerét a mintegy 100 résztvevő hirdette.

Tisztelt Közgyűlés!

2003-ban a Területi Szervezetek és Szakosztályok évi jelentéseiben aggódva olvastunk arról a tendenciáról, hogy a hagyományosan szervezett, kisebb előadóülések hatásfoka a hazai szakmai életre egyre csökken. A 2004. évi beszámolóknak már csak töredéke említi az érdeklődők létszámának további csökkenését, mert a Területi Szervezetek és Szakosztályok – előrelátó, bölcs döntések eredményeként – egymással, a társegyesületek szakosztályaival, egyetemek és kutatóintézetek különböző szintű szervezeti egységeivel, továbbá nem egyszer az MTA Bizottságaival – összefogva szervezték rendezvényeik nagyrészét. 2005-ben ez az irányvonal tovább erősödött, sőt megjelentek nemzetközi együttműködések elemei, elég ha a Geomatematikai és Számítástechnikai Szakosztályra vagy a Dél-Dunántúli és az Észak-Magyarországi Területi Szervezet imént ismertett tevékenységére gondolunk. Úgy vélem, hogy szakmai szempontból vitathatatlanul jó úton járnak a Szakosztályok és Területi Szervezetek. A közös szervezés kimunkáltabb programot, helyszín, időpont és az érintett témakörök többszörösen egyeztetett megválasztását igényli, ami maga után vonja, hogy a rendezvényeink hatásfoka tovább fog növekedni.

Örvendetes, hogy több Területi Szervezet és Szakosztály hagyományteremtő céllal ugyanazzal a címmel és ugyanazon a naptári napon vagy napokon kezdte tartani rendezvényeit. Továbbá az Őslénytani Szakosztály átlépte a politikai határokat és az évi vándolgyűlését Erdélybe vitte.

Végül részben az alapszabályban rögzített, részben elnökségi megbízásból létrehozott bizottságok 2005. évi tevékenységéről szólok néhány szót.

Ellenőrző Bizottság

FÖLDESSY János a bizottság elnöke a törvényesség őreként igen aktívan vett részt az elnökségi ülések többségén, hasznos javaslataival segítve annak munkáját. A bizottság elnöke önálló jelentésében számol be arról, hogy milyennek látja belülről társulatunk működését.

Alapszabály és Ügyrendi Bizottság

Az elmúlt évben az elnökség felkérésére a bizottság KNAUER József vezetésével áttekintette azokat a területeket – mind az alapszabályban és mind az ügyrendi kérdésekben – amelyeknek keretei a megváltozott vagy folyamatosan változó külső feltételek következtében módosításra vagy újragondolásra szorulnak. A javalatokat – csokorba szedve – a leköszönő elnökség tisztelettel ajánlja az újonnan felálló elnökség figyelmébe.

Fegyelmi és Etikai Bizottság

A bizottságnak 2004-ban sem kellett összeülnie.

Gazdasági Bizottság

A bonyolult pénzügyi feltételek mellett működő Társulatunk 2005. évi gazdálkodását a Gazdasági Bizottság részletesen elemezte, amelynek részleteit a Tisztelt Közgyűlés rövidesen meghallgathatja.

Földtani Közlöny Szerkesztőbizottsága

Örömmel jelentem, hogy 2005-ben is megjelent a Földtani Közlönynek mind a négy füzete, ami CSÁSZÁR Gáza főszerkesztő, a hét fős szerkesztőbizottság, PIROS Olga és KRIVÁNNÉ HORVÁTH Ágnes technikai szerkesztők, és nem utolsósorban a felkért és feladatukat időben elvégző bírálók tevékenységét dicséri. Nem hallgatható el, hogy a Födtani Közlöny a Mol Rt. komoly támogatásával jelenik meg. Megjegyzem, hogy a Társulat honlapján a Földtani Közlönyben megjelent tanulmányok tartalmi kivonata immár három év óta olvasható. További hír a Földtani Közlönnyel kapcsolatban, hogy 2005-ben is 650-es példányszámban jelent meg, és tagtársainknak több, mint fele rendelte meg.

Nemzetközi Kapcsolatok Bizottsága

Először a szakmai magyar-magyar kapcsolatokról. Hivatalos együttműködési megállapodás értelmében 2005-ben is a Társulat képviseltette magát az Erdélyi Magyar Műszaki Tudományos Egyesület Bányász-Kohász-Földtan Szakosztályának Nagyváradon megrendezett konferenciáján, valamint a VII. Székelyföldi Geológus Találkozón, aminek a színhelye ismét Csíkszereda volt.

A nemzetközi szervezetekkel a kapcsolattartás egyik alapvető feltétele a tagdíjbefizetések teljesítése. Amint a kiosztott közhasznúsági jelentés is mutatja – a korlátozott anyagi lehetőségeink ellenére – 2005-ben befizettük az EFG-hez (European Federation of Geologists), EMU-hoz és IMA-hoz az évi tagdíjat, továbbá rendeztük AEGS (Association of European Geological Societies) tagságunkat is, azaz befizettük a tagdíjat.

Ifjúsági Bizottság

A bizottság reaktiválása felvetődött az elnökség tagjaiban, de komoly megkeresés ez ügyben az ifjúság részéről nem történt.

Tisztelt Közgyűlés!

Köszönetet mondok az elmúlt évi tevékenységéért, továbbá a főtitkári és a köz-hasznúságú jelentés összeállításához nyújtott segítségért mindenek előtt ZIMMERMANN Katalin ügyvezető titkárnak és KOPSA Gabriella gazdasági előadónak, valamint a Területi Szervezetek, Szakosztályok és a Bizottságok tisztségviselőinek.

Ez a pillanat azonban számomra több, mint csak e szó kimondása, hogy köszönöm Kati, vagy köszönöm Gabi, hiszen három éven át voltam abban a kitüntetett helyzetben, hogy a Magyarhoni Földtani Társulat Főtitkára lehettem, amiről most tisztelettel leköszönök. E tisztségben eltöltött évek, a közös beszélgetések, töprengések, ülések, viták számtalan tapasztalattal gazdagították életem és egy dologban különösen megerősítettek, hogy a mai rohanó világban az ún. fontos teendők és funkciók mellett ne feledjünk

„Embernek lenni,
Csak embernek, semmi egyébnek.
De annak egésznek, épnek,
Föld szülte földnek,
Isten lehelte szépnek."
ahogyan azt Sik Sándor megénekelte

Köszönöm a figyelmet és köszönöm, hogy szolgálhattam a Magyarhoni Földtani Társulatot!

Földtani Közlöny 136/2, 185–190. (2006) Budapest

A Magyarhoni Földtani Társulat, mint kiemelkedően közhasznú szervezet 2005. évi tevékenységéről szóló közhasznúsági jelentés

SZABÓ Csaba

Az 1997. évi CLVI. tv. 19. § (1) bekezdése alapján „a közhasznú szervezet köteles az éves beszámoló jóváhagyásával egyidejűleg közhasznúsági jelentést készíteni". A jelentés tartalmát tv. 19. § (3) bekezdése határozza meg.

A beszámoló ennek megfelelően készült:

Számviteli beszámoló

- A 8/1996. (124) Kormányrendelet előírásai szerint a 2005. gazdálkodási évről egyszerűsített éves beszámolómérleget és eredmény-kimutatást készítettünk. Ezek a közhasznúsági jelentés mellékletei.
- Tartós adományozásra szerződéskötés nem történt.
- Két főfoglalkozású dolgozó mellett megbízási szerződéssel is történt foglalkoztatás.

Költségvetési támogatás felhasználása, a vagyonfelhasználásával kapcsolatos kimutatás, a célszerinti juttatások kimutatása

Költségvetési támogatás felhasználása:

Az adófizető állampolgárok egy része a személyi jövedelemadójuk 1%-ának felajánlásakor a Magyarhoni Földtani Társulatot jelölte meg, ez az összeg 2005-ben 870 105,-Ft volt. A támogatást a Társulat Hírlevelének előállítására és postaköltségére (400.000,- Ft) és szaküléseink költségeire (470 105.- Ft) fordítottuk.

A vagyon felhasználásával kapcsolatos kimutatás eFt-ban

Pénzeszközök	2005. 01. 01.	2005. 12. 31.
Folyószámlán, Budapest	5 300	7 164
Folyószámlán Területi Szervezetek	-12	49
Közérdekű kötelezettségváll, folyószámlán	218	184
Budapest Értékpapír	6 815	7 274
Lekötött betét, Szegeden	1 271	1 155
Pénztár Budapest	32	32
Pénztár Területi Szervezet	73	142
Deviza számla Budapest Valutapénztár	101	101
Összesen:	13 798	16 091

Bevételek eFt-ban:

	Megnevezés	2005. évi tény
1.	Egyéni tagdíj	2 657
2.	Szervezeti tagok tagdíja	4 350
3.	Működési egyéb bevételek	288
4.	Rendezvények árbevételei	3 223
5.	Közhasznú célra kapott támogatás*	6 319
6.	Pénzügyi műveletek (kamat, árfolyambevétel)	554
7.	K+F megbízásos munka	7 550
8.	Összesen:	24 941

Kiadások eFt-ban:

	Megnevezés	2005. évi tény
1.	Eszközök, irodaszerek, anyagok	240
2.	Javítások, karbantartás	233
3.	Belf. + Külf. kiküldetés	6
4.	Nyomda, sokszorosítás	1 245
5.	Posta, telefon, fax	1 308
6.	Könyvek, kiadványok	61
7.	Szállítás, rakodás	11
8.	Tagsági díj MTESZ	132
8/A	Nemzetközi tagdíj	459
9.	Hirdetés	25
10.	Egyéb igénybevett szolgáltatások	2 346
11.	Bankköltség	281
12.	Hatósági díjak	23
13.	Bérköltség + járulékok	4 778
14.	Pályázati díjak + társ. jut.	148
15.	Reprezentációs költség	694
16.	Saját gépkocsi használat	311
17.	Könyvvizsgálat, könyvviteli szolg.+pü.szolg.+humánpol.sz.	531
18.	Étkezési hozzájárulás	88
19.	Értékcsökkenési leírás	90
20.	Területi szervezetek költségei	118
21.	Rendezvények kiadásai	2 080
22.	Egyéb ráfordítások, adók, kult. járulék, árfolyamveszteség	814
23.	K+F megbízásos munka	6 359
24.	Összesen:	22 381

Célszerinti juttatások kimutatása

Nevelés, oktatás, képességfejlesztés:	
Ifjú Szakemberek Ankétja (MGE) támogatása	35 100,- Ft
Tudományos tevékenység:	
Lapkiadásra fordított összeg:	2 133 460,- Ft
Nemzetközi szervezeteknek fizetett tagsági díj:	
European Federation Geologists (2005.évi)	272 195,- Ft
AEGS 2003–2005	149 256,- Ft
EMU 2005	24 876,- Ft
IMA 2005	12 270,- Ft

Kimutatás a közhasznú célra kapott támogatásokról

Az adók 1 %-ából származó költségvetési támogatás	870 105,- Ft
Központi költségvetési szervtől kapott támogatás	272 195,- Ft
Elkülönített állami pénzalaptól	1 500 000,- Ft
Egyéb jogi személyektől	4 007 040,- Ft

A támogatást támogatóink mindegyikétől a Társulat Alapszabályában rögzített tevékenységének működési költségeihez való hozzájárulásként kaptuk. Ezen belül egyes esetekben meghatározott cél megjelölésével. Például:

NKÖM támogatás munkabérhez	157 040,- Ft
Koch Sándor Alapítvány (Őslénytani Vándorgyűlés)	30 000,- Ft
Mol Rt. (Földtani Közlöny)	2 000 000,- Ft
Mol Rt. (rendezvény)	1 500 000,- Ft
Oázis Kft. (rendezvény)	20 000,- Ft
Golder Kft. (rendezvény)	150 000,- Ft
Horváth Gyula ev. (rendezvény)	150 000,- Ft

A közhasznú szervezet vezető tisztségviselőinek nyújtott juttatások:

A Magyarhoni Földtani Társulat vezető tisztségviselői 2005. évben célszerinti juttatásban nem részesültek.

Beszámoló a közhasznú tevékenységről:

A. Tudományos tevékenység, kutatás (3)

A Társulat alaptevékenysége, hogy a földtan területén az új kutatási eredmények bemutatása érdekében szaküléseket, vitaüléseket, konferenciákat szervez, szakosztályokat, területi szervezeteket működtet. Ezeket a programokat a kéthavonta megjelenő Hírlevelünk és a honlapunkon folyamatosan tesszük közzé.

Néhány kiemelés a 2005. évi rendezvényekből:

Időpont	Helye	Rendezvény megnevezése
Január 28.	Budapest	Üledékföldtani témájú előadások és poszterek seregszemléje
Március 3.	Demjén	Eger kőkultúrája a jövő építészetében
Március 4.	Miskolc	A hazai ásványtani kutatások elmúlt 10 éve, a jövő feladatai
Március 19.	Mecsek hg.	A mecseki neogén – szakmai terepbejárás
Március 21.	Miskolc	A bányászat és környezete
Április 25.	Székesfehérvár	Bauxit kutatás – Találkozó
Május 18–21.	Hátszeg (Erdély)	8. Magyar Őslénytani Vándorgyűlés
Május 20–21.	Mórahalom	IX. Geomatematikai Ankét
Május 25–27.	Eger	V. Földtani veszélyforrások konferencia
Június 2–3.	Pécs	Dél–Dunántúlhoz kapcsolódó földtani kutatási eredménye, terepi szakmai bemutatók
Június 15.	Eger	Díszítőkő Konferencia
Október 7.	Telkibánya	Terepbejárás – Dr. Balogh Kálmán emléktábla avatása
Október 7–9.	Bükk hegység	A DNy–Bükk – Darnói terepbejárás
Október 18–19.	Ráckeve	GEOTECHNIKA 2005. konf. – közreműködés
Október 27.	Budapest	Magyarország 1:100.000–es méretarányú digitális földtani térképsorozatának bemutatása
November 11.	Debrecen	Környezetvédelem, módszertani, regionális– és környezetföldtani kutatások – Ankét
November 14.	Budapest	„Avagy merre halad a világ" összefoglaló a 2005. évi nemzetközi földtani konferenciákról
November 14.	Sopron	Matematika a földtudományokban
November 23.	Budapest	Agrogeológiai előadói nap
November 25.	Nagykanizsa	V. Jubileumi Földtudományi Ankét
December 5.	Budapest	Fél évszázad a földtudomány szolgálatában, az MTA Geokémiai Kutató Intézetének múltja és jelene.
December 8.	Miskolc	Földtan az Interneten

B. Nevelés és oktatás, képességfejlesztés, ismeretterjesztés (4)

2005. április 1–2-án Sarlóspusztán került megrendezésre XXXVI. Ifjú Szakemberek Ankétja fiatal geológus és geofizikus hallgatók és szakemberek részvételével. A rendezvény évek óta egy előadói verseny is, amely elméleti, gyakorlati és poszter szekcióban zajlik.

Az alábbi fiatal tagtársaink értek el helyezést:

Elméleti kategória I. díj (25 000–25 000 Ft)

GUZMICS Tibor (ELTE Kőzettani és Geokémiai Tsz.): Bizonyítékok ultra nagy nyomáson képződő foszfor-tartalmú karbonatit-olvadékok jelenlétére a köpenyben

HIDAS Károly (ELTE Kőzettani és Geokémiai Tsz.): Olvadási folyamatok vizsgálata kőzettani módszerekkel felsőköpeny peridotitokban a Szibériai kraton területéről (Minusa Régió Vulkáni Terület, D-Oroszország)

III. díj (10 000–10 000 Ft)
KODOLÁNYI János (ELTE Kőzettani és Geokémiai Tsz.): Reakciótörténet nyomonkövetése kapolcsi alsó kéreg eredetű kőzetzárványokon)
PALOTAI Márton (ELTE Általános és Történeti Földtani Tsz.): Felső-jura korú gravitációsan áthalmozott képződmények a Dunántúli-középhegységben – esettanulmányok)

Gyakorlati kategória

II. díj (20 000 Ft)
NAGY Ágnes Tímea (ELTE Általános és Történeti Földtani Tsz.): A jelenkori üledékképződés egyes sajátosságai ultranagyfelbontású egycsatornás szeizmikus szelvények alapján a Közép-Tiszán

Poszter kategória

I. díj (25 000 Ft)
RAJNAI Gábor – KONC Zoltán (ELTE Kőzettani és Geokémiai Tsz.): Potenciális radonforrás geokémiai vizsgálata egy, a Mórágyi-rögön fekvő kistelepülés példáján)
III. díj (10 000–10 000 Ft
NYILAS Tünde (SZTE Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tsz.): A szervesanyag humifikációja különböző talajtípusokban
TÓTH Attila (Babes-Bolyai Tudományegyetem Ásványtani Tsz. – ELTE Kőzettani és Geokémiai Tsz.): A Persány-hegységi piroxenit zárványok tektonikai jelentősége kőzettani és geokémiai vizsgálatok alapján

MFT különdíj

Mindhárom kategóriában a legmagasabb helyezést elért geológus fiatal a Magyarhoni Földtani Társulat 2006. évi Tisztújító Közgyűlésén bemutathatja nyertes előadását

A Társulat legfőbb szakmai fóruma, a Választmány november 23.-i ülésén foglalkozott a geológusképzés jövőjével.

Az Oktatási Minisztérium által működtetett Közoktatáspolitikai Tanácsban Társulatunkat az Oktatási és Közművelődési Szakosztályunk elnöke képviseli.

C. Környezet- és természetvédelem (89)

A Társulat tevékenységére általánosan jellemző a környezettudománnyal és természetvédelemmel kapcsolatos tevékenység, amelyet a szakosztályainkban és a területi szervezeteinkben folyó munka, és K+F szerződéseink igazolnak.

Néhány szakvélemény és kiemelt téma, melyek részben állami szervekkel megkötött szerződések alapján valósultak meg.

1. Magyarország éghajlati adatai palinológiai vizsgálatok alapján
2. Tapolcai-medence, a Tihanyi-félsziget, a Káli-medence földtani és természeti értékei, kialakulásuk és jelentőségük, zoológiai viszonyai, állattani értékei és azok jelentősége
3. A Hévízi-tó természeti- és környezeti értékei
4. Hollókő Ófalu és táji környezete
5. A Pannonhalmi Bencés Főapátság és természeti környezete

6. Az Aggteleki Karsz barlangjai – világörökségi tétel – felszíni tulajdonviszonyok összegzése, az elmúlt 10 év változásainak rögzítése.
7. A kis- és közepes aktivitású radioaktív hulladékok elhelyezésére alkalmas tárolóhely feltérképezése kapcsán felmerülő szedimentológiai vizsgálatok elvégzése a Mecsek hegységben.
8. Magyarországi miocén formációleírások szakmai véleményezése

Közreműködtünk a „Földtani Örökségünk a Kárpát-medencében" c. középiskolai pályázat kiírásában és értékelésében.

D. A határon túli magyarokkal kapcsolatos tevékenység (13)

Az Erdélyi Magyar Műszaki Tudományos Társasággal (EMT) 2002. februárjában, Kolozsváron aláírt együttműködési megállapodás értelmében 2005-ben is kölcsönösen részt vettünk szakmai előadásokkal egymás rendezvényein:
Március 31–április 3. a Bányászati Kohászati Földtani Konferencián Nagyváradon.
Október 27–30-án a VII. Székelyföldi Geológus Találkozón Csíkszeredán.

2006. augusztus 20–25. között kerül megrendezésre a Társulat által működtetett, HUNGEO Tudományos és Oktatási Program keretében a Magyar Földtudományi Szakemberek VIII. Világtalálkozója, melynek szervezésével a II. félévben már aktívan foglalkoztunk.

A Közhasznúsági jelentést a MFT Elnöksége 2006. március 21-ei ülésén elfogadta. A Közgyűlés elé terjeszthető.

Budapest, 2006. március 21.

Dr. BREZSNYÁNSZKY Károly
elnök

Földtani Közlöny 136/2, 191–200. (2006) Budapest

Paleohőmérséklet becslésére szolgáló korszerű módszerek („proxy"-k), a tengeri mikropalontológiában

Palaeotemperature proxies in the marine micropalaeontology

BÁLDI Katalin[1]

(2 ábra)

Tárgyszavak:proxy, paleoklíma, paleohőmérséklet, oxigén izotóp, alkenon, mikropaleontológia, klímamodellek
Keywords:proxy, palaeoclimate, palaeotemperature, oxygene isotope, alkenon, marine micropalaeontology, climate modell

Abstract

Developing Earth System Models reconstructing and predicting global climate trends gave new perspectives to palaeoclimate research. The need for fully quantitative methods to reconstruct climate in the past gave rise to proxy research. Proxies are estimated environmental variables, which are essential in improving climate models. Proxies can serve directly as input data for models or as palaeorecords to test models with. The aim of this publication is to define the expression "proxy" in Hungarian and give a rough overview of proxy research with special attention to palaeotemperature proxies used by marine micropalaeontologists. In the present work a few sea surface temperature (SST) estimating proxies are described based on plankton foraminifera assemblages, stable isotope ratio of oxygen ($\delta^{18}O$), and alkenons (UK'37.) A few Middle Miocene palaeotemperature estimating examples are brought up from the Paratethys region, as this period was the last marine period of time in this region.

Összefoglalás

A napjainkban zajló éghajlatváltozás modellezése kapcsán új szemléletmód alakult ki a klíma kutatásban. A teljesen kvantitativ módszerekre alapuló klímarekonstrukciók előtérbe kerülésével a közelítő módszerek „proxy"-k* fejlesztésére terelődött a figyelem. A proxy egy környezeti tényezőt becsül, amely gyakran egy klímamodell fejlesztését szolgálja. A létrehozott proxy adatsor a klímamodell közvetlen bemeneti adatává is válhat, illetve a modell fejlesztésére, ellenőrzésére használható. A cikk célja a proxy kifejezés definiálása után egy rövid áttekintést nyújtani azon paleohőmérséklet becslő proxykról, amelyeket a tengeri mikropaleontológusok használnak. Néhány felszíni óceán hőmérsékletét (SST) becslő proxyra részletesebben is kitérünk, melyek plankton foraminifera közösségeken, az oxigén stabil izotóp arányán ($\delta^{18}O$), illetve alkenonokon (UK'37) alapulnak. Néhány paleohőmérséklet becslő középső miocén példát is bemutatunk a Paratethys térségből, amely az utolsó tengeri periódus volt a régióban.

Bevezetés

Az utóbbi néhány év rengeteg új eredményt hozott a múlt klímájának kutatása kapcsán. Szomorú aktualitása az ilyen kutatásoknak, hogy Földünk jelenlegi éghajlatának stabilitásáért érzett aggodalmunk ösztönzi azokat. Az IPCC (Intergovernmental Panel for Climate Change) nemzetközi erőfeszítéssel a klímaváltozások előre jelzésére olyan Föld-rendszer klímamodelleket (Earth System

[1]ELTE TTK, Földrajz Földtudományi Intézet, Általános és Történeti Földtani Tanszék, H-1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/c, kabaldi@ludens.elte.hu

Climate Model) dolgozott ki, amelyek a komplex folyamatokat leegyszerűsítve és rengeteg számítógép kapacitást felemésztve (l. szuper számítógépekről TRIENDL, 2002) az elkövetkezendő évtizedek, évszázad(ok) hőmérsékletét prognosztizálják. Azonban e numerikus modellek, melyek a jövőre nézve is eligazítanak, egyben a földtörténeti múlt ismeretén is alapulnak. A Föld múltbéli klímájára az ismeretek nagy részét térben és időben egyaránt az üledékes tengeri kőzetek nyújtják, melyek vizsgálata a geológusok, tengerkutató geológusok, paleoóceanológusok feladata. Az általunk nyújtott kvantitatív adatok két szempontból fontosak az éghajlati modellek fejlesztésében. Egyrészt közvetlen bemeneti adatul szolgálhatnak a múlt egy időpontját illetően, vagy a modell megbízhatóságát lehet vele tesztelni, úgy hogy a múltra vonatkozóan a modell által számolt értékek az üledékek alapján becsült értékkel összehasonlíthatók (BITANJA et al. 2005, KNUTTI et al. 2004, PAUL & SCHÄFER-NETH 2003, 2005 és sokan mások). A földtani adatokból kiolvasható kvantitatív klíma rekonstruálás, és a klímamodellezés egymással kölcsönhatásban, egymást erősítve napjainkban rohamosan fejlődő tudományág lett.

Az adatnak számszerűnek kell lennie térben és időben, hogy egyre pontosabb képet rajzoljon Földünk múltjáról. Szerencsére a mélytengeri fúrások (DSDP, Deep Sea Drilling Project, ODP, Ocean Drilling Project stb.) ma már szinte behálózzák a Földet és a sztratigráfia fejlődésével térben és időben egyre jobb felbontású információt tudunk kiolvasni az üledékből Földünk múltjára vonatkozólag. Közvetlenül használható bemeneti adat lehet egy klímamodell számára az óceánok valamely múltbeli fizikai, kémiai tulajdonságának számszerű becslése. Ilyen tulajdonságok (változók) lehetnek a hőmérséklet, sótartalom, nutrienstartalom, oxigéntartalom, CO_2-tartalom, produktivitás, vagy akár a vízmélység. Ezen paraméterek múltbéli változásainak rekonstruálása a geológusok, paleoóceanológusok feladata. Ebben a cikkben, a teljesség igénye nélkül néhány mikrofosszíliákhoz kapcsolódó példán át kívánom bemutatni, hogy hogyan becsüljük ezen a paraméterek közül a hőmérsékletet különféle közelítő változók (proxyk) segítségével.

A proxy definíciója mikropaleontológiai példán keresztül

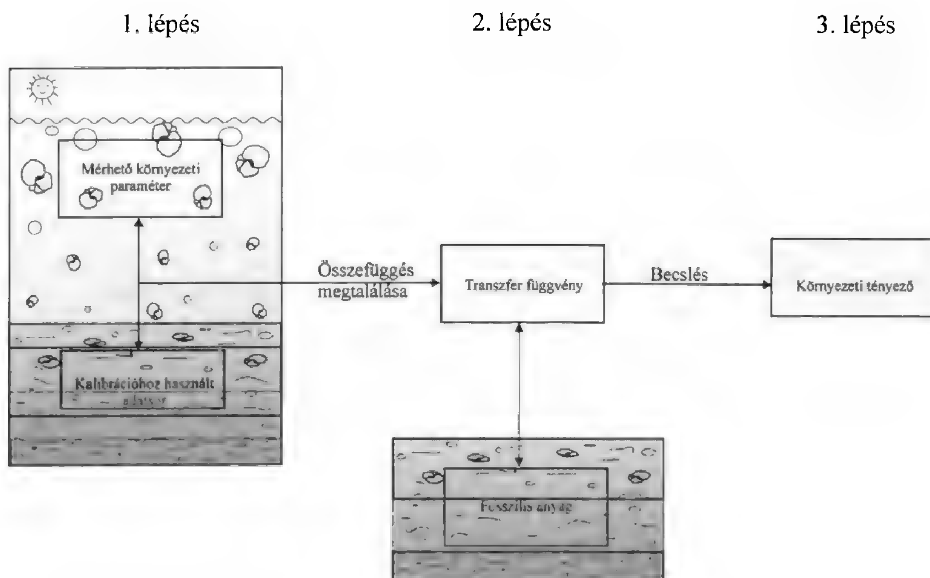
Az egyed, illetve az egész ökoszisztéma változik ha élőhelyükön változik a környezet. A fosszíliákra régóta úgy tekintenek a kutatók, mint jelhordozókra, azaz kvalitatív információhordozókra a bezáró környezet fizikai, kémiai tulajdonsáraira vonatkozóan. E környezeti paraméterek kvantitatív becslésére dolgozták ki a proxykat. A név az angol „proxy variable" kifejezésből ered, amely becsüli, megközelíti a valós értéket. A proxy fogalmát FISCHER & WEFER (1999) definiálták. A proxy valójában egy utasítás, vagy algoritmus amely megadja, hogy miként lehet a fosszilis anyag mérésével, vagy megfigyelésével nyert adatokból a múltbéli környezetet leíró változót képezni. A fosszilis anyagba zárt információ lehet a fosszília kémiai (pl. foraminifera vázban mért stabil oxigénizotóp összetétel), vagy fizikai tulajdonsága (pl. mérete, taxonok szerinti százalékos eloszlása, megtartási állapota). A fosszília méretbeli változásaival foglalkozik a biometria, mennyiségével a „census data" (számolási adat), a megtartás változásaira a megőrződöttségi vagy töredezettségi index. A mennyiségre vonatkozó adat lehet az előfordulás regisztrálása (jelen van/nincs jelen), félkvantitatív, abszolút gyakorisági (pl.

darabszám fajonként), vagy relatív gyakorisági (pl. százalékos eloszlás fajonként) adatsor. Az ilyen közösséget számszerűleg leíró adat sorokat felhasználó proxykat szokták transzfer függvény (tranfer function) névvel illetni (FISCHER & WEFER 1999).

$$C_{él} = f\,(p_{roxy})$$

ahol C a célként kitűzött változó, p a cél változót becslő proxy

A mikropaleontológiában leggyakrabban transzfer függvényekkel találkozhatunk, hiszen az adatsor a mikrofossziliák kis mérete és nagy gyakorisága miatt általában kvantitatív. Leegyszerűsítve a cél egy statisztikai módszerrel megtalálni a matematikai összefüggést a mérendő változót szerintünk leíró, és az üledékben megőrződő proxy, illetve a jelenlegi tengerben mért paraméter között (*1. ábra*). Így a recens adatsoron mintegy kalibráljuk a proxyt és ezentúl a kalibráláshoz hasonló feltételek mellett bízhatunk meg a becsült értékben. Természetesen a földtörténet korábbi szakaszait tekintve egyes módszerek nem alkalmazhatók, mert a kalibráláshoz használt mai környezettől alapvetően különbözött a vizsgált múltbéli környezet. Talán éppen ezért is a módszer leginkább a holocén és a kvarter klímájának kutatásában a legelterjedtebb.



1. ábra. A környezeti paraméter rekonstrukciója érdekében végzett proxyfejlesztés lépései: 1. lépés a tengervízben mérhető paraméter (pl. a felszíni víz hőmérséklete SST) és az üledékben megőrződő információt hordozó adatbázis (pl.. fauna %-os eloszlása) közti összefüggés megtalálása és matematikai leírása. 2. lépés az összefüggés, függvény vagy algoritmus alkalmazása a múltban pl. lefelé haladva egy fúrásban 3. lépés a kapott becsült értékek értelmezése a teljes környezeti rekonstrukció érdekében (az ábra KUCERA 2005 nyomán továbbfejlesztve)

Fig. 1Developing a proxy to reconstruct environmental parameter (e.g. sea surface temperature SST)

A hőmérsékletbecslő proxyk

Mikrofosszília közösségekre alapuló hőmérsékletbecslő proxyk

Talán a legfontosabb becsült paraméter, amely közvetlenül szükséges az éghajlatmodellekhez az óceán vizének felszíni hőmérséklete, az SST (sea surface temperature). Először a közösséget leíró fajonkénti egyedszámot összeszámoló jellegű „census data" adatokból történő hőmérsékletbecslést tárgyaljuk. Már a Challenger-expedíció (1872–1875) során megfigyelték, hogy az üledékben felhalmozódó plankton foraminifera közösségek összetétele függ a víz hőmérsékletétől amiben éltek. Eleinte csak a melegvízi, illetve hidegvízi fajok százalékos arányát tüntették fel, ahogy a fúrási rétegsorokat vizsgálva, lefelé haladva rekonstruálták a glaciálisokat. Később a legegyszerűbb közvetlen összefüggést leírva a plankton foraminifera fajok százalékos előfordulására és a tengervíz felszíni hőmérséklete közt az alábbi proxyt alkották (BERGER 1971):

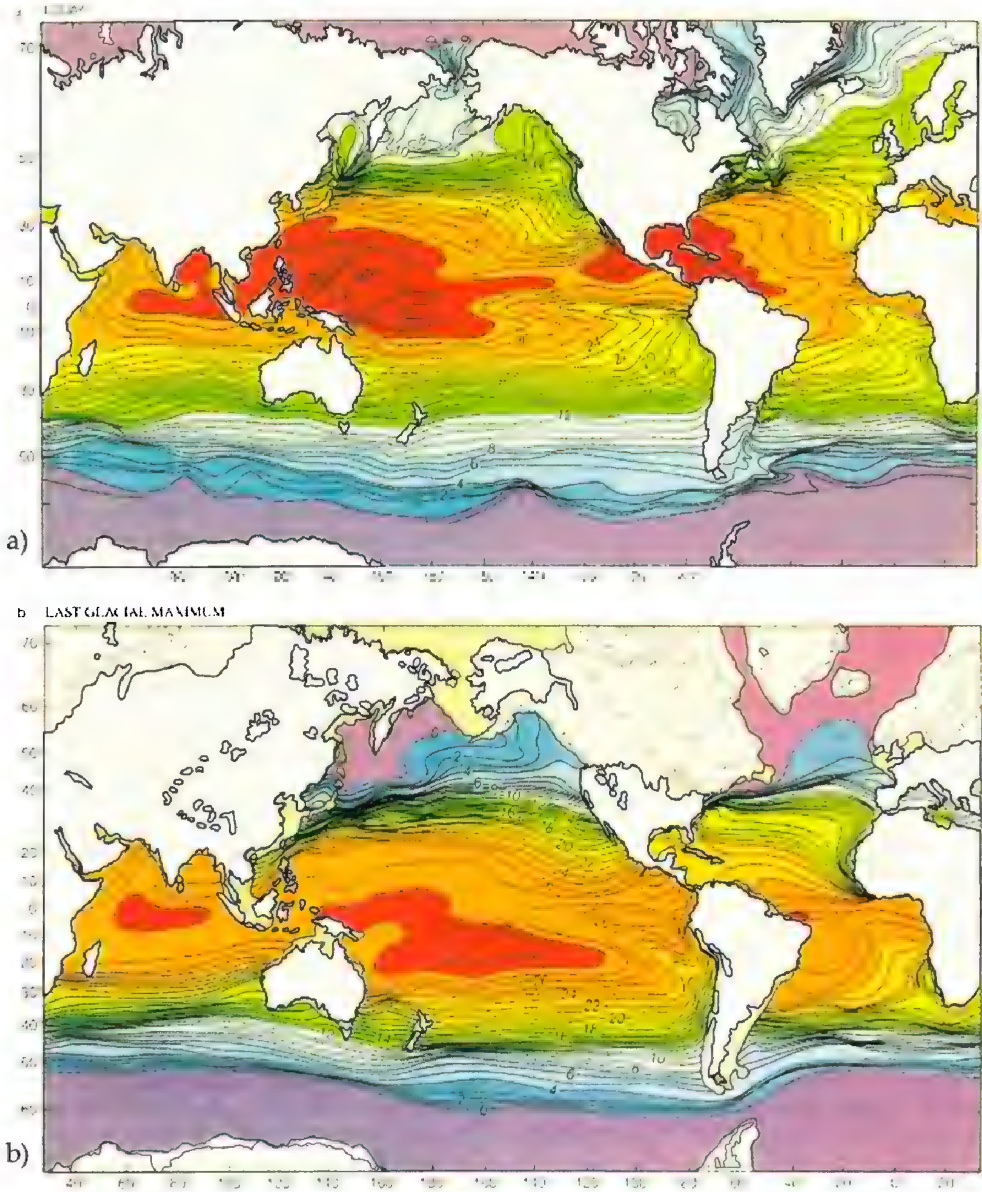
$$T_{becsült} = \Sigma (p_i \times T_i) / \Sigma (p_i)$$

ahol $T_{becsült}$: becsült hőmérséklet, p_i: i-edik faj százalékos gyakorisága, T_i: az a hőmérséklet amelyen az i-edik faj a leggyakoribb

Ehhez hasonló százalékos plankton foraminifera adatbázison alapul a jól alkalmazhatónak bizonyult, sokváltozós statisztikát segítségül hívó transzfer függvény (IMBRIE & KIPP 1971). Így erre az összefüggésre épülhetett a leghíresebb úttörő kísérlet, amely az utolsó glaciális maximum (LGM Last Glacial Maximum, CLIMAP 1976) és interglaciális (CLIMAP 1984) idejére rekonstruálta az óceánok vizének felszíni hőmérsékletét, az SST-t. A 2. *ábrán* az IMBRIE & KIPP (1971) féle transzfer függvény alkalmazásával nyert LGM paleohőmérsékleti térkép látható a mai hőmérsékleteloszlással összevethetően (CLIMAP 1976). A híres CLIMAP projekthez hasonló programok azóta is többször készültek. Az utolsó ilyen program a MARGO, melynek eredményeit a KUCERA, SCHNEIDER, WEINELT szerkesztők munkája nyomán könyvben is kiadnak (KUCERA et al. 2006).

Manapság a plankton foraminifera közösségek összetételén alapuló felszíni tengervíz hőmérséklet SST becslésre már nem az elavultnak számító IMBRIE & KIPP (1971) módszert szokás alkalmazni. A recens analógiákon alapuló eljárás, a modern analóg technika (MAT Modern Analogue Technique) egyre nagyobb tért hódít HUTSON 1980, PRELL 1985). A formaninifera közösségek jelenleg élő legközelebbi rokon taxonok környezeti igényeit figyelembe véve becsülnek paleohőmérsékletet, vagy elvileg akármilyen más környezeti paramétert. Gyakori alkalmazási területe a paleobotanika. Ennek az alapötletnek a tovább fejlesztései a SIMMAX (PFLAUMANN et al. 1996), a RAM (Revised Analog Method) amelyet WAELBROECK et al. (1998) nevéhez köthetünk, illetve az ANN (Artificial Neural Network, MALMGREN & NORDLUND 1997, MALMGREN et al. 2001, PEYRON & DE VERNAL 2001).

A klasszikusnak számító plankton foraminiferákon alapuló proxykon kívül más rendszertani csoportokra is dolgoztak ki, és alkalmaznak transzfer függvényeket. Radioláriákra ABELMANN et al. (1999), CORTESE & ABELMANN (2002), és CORTESE et al. (2005) hozható példának, avagy dinoflagellátákra SANGIORGI et al. (2002).



2 ábra. Leghíresebb példa a plankton foraminiferák százalékos gyakoriságán alapuló transzfer függvény alkalmazására (a „CLIMAP" projekt). Az IMBRIE & KIPP-féle (1971) transzfer függvény alkalmazásával nyert LGM paleohőmérsékleti térkép a mai hőmérséklet eloszlással összevethetően a). A mai óceánok augusztusi felszíni hőmérséklete (Sea Surface Temperature SST, °C) b) Rekonstruált augusztusi felszíni hőmérséklet (SST) a 18 ezer évvel ezelőtt az utolsó glaciális maximum (LGM) idején. (CLIMAP project Members, 1976 után átdolgozva)

Fig. 2 The most famous application a transfer function is the CLIMAP Project. The IMBRIE & KIPP (1971) transfer function was used to reconstruct the SST of the LGM in respect to present day temperature distribution. a) Modern sea-surface temperature °C during August, b) Reconstructed August SST during the last glacial maximum (LGM), about 18 000 years ago (Source: Modified after the CLIMAP Project Members 1976)

Néhány a mikrofosszíliák vázának kémiai tulajdonságaira alapuló hőmérsékletbecslő proxy

Oxigén izotóp $\delta^{18}O$ módszer

A fosszília közösségek vizsgálatára épülő becsléseket más független módszerrel is érdemes alátámasztani. A fosszilis váz kémiai tulajdonságához kapcsolódóan más hőmérsékleti proxyk hívhatók segítségül. Ilyen például az oxigén két stabilizotópjának arányára ($\delta^{18}O$) kidolgozott képlet alkalmazása a hőmérséklet becslésre.

$$(\delta^{18}O)_{sample} = \{(R_{sample}/R_{standard})-1\} \times 1000$$

ahol $R = {}^{18}O/{}^{16}O$, R: az ^{18}O aránya az ^{16}O-hoz képest ezrelékben megadva

A laboratóriumi kísérletek alapján a következő empirikus összefüggés írható le a hőmérséklet és az izotóparány közötti viszonyra (EPSTEIN et al. 1953):

$$T\ (^{\circ}C) = 16{,}5–4{,}3\ (\delta^{18}O_{sample}–\delta^{18}O_{water}) + 0{,}14\ (\delta^{18}O_{sample} - \delta^{18}O_{water})^2$$

A képlet alapvetően ma is helytálló, de állandóinak értékét többször módosították. A tengervíz hőmérséklete és az izotóparány közt megfigyelt összefüggés azzal magyarázható, hogy az eljegesedések idején a könnyebb izotóp mintegy kifagy a vízből a nehezebbik izotóp (^{18}O) dúsulását idézve elő a visszamaradó tengervízben. Habár ez az egyik legfontosabb módszer a hőmérséklet és a szalinitás becslésében, itt most nem tárgyalnám részletesen. A módszer annyiban kapcsolódik a mikrofosszíliákhoz, hogy a foraminiferák vázában őrződik meg legjobban a bezáró tengervízre vonatkozó információ, így ez a legelterjedtebb módszer. A felszíni tengervíz hőmérséklet (SST) becslésére egy egy plankton foraminifera faj legjobb megtartású példányainak vázát szokás használni, illetve a mélyvízre nézve egy egy bentosz foraminifera faj vagy néha mélytengeri korall példányain mérnek (GUILDERSON et al. 1994).

Alkenon U^{k}_{37} módszer

Egy másik óceán felszíni víz hőmérséklet (SST) becslésre használt módszer a kvarterben az alkenonokon alapul (BRASSEL et al. 1986). Ezek a kétszer vagy háromszor telítetlen ketonok, melyeket $C_{37:2}$ illetve $C_{37:3}$ szokás jelölni. Ezt a két telítetlen összetevőt autotróf Haptophyta (sárga) algák termelik a környező víz hőmérsékletének megfelelő arányban. Így laboratóriumi körülmények közt bizonyítást nyert, hogy az $U^{K'}_{37} = C_{37:2}/(C_{37:2}+C_{37:3})$ telítetlenségi index és az *Emiliana huxleyi* -nak otthont adó víz hőmérséklete közt egyenes arányosság van (PRAHL & WAKEHAM 1987, PRAHL et al. 1988):

$$U^{K'}_{37} = 0{,}034(T)+0{,}039$$

Ezen összefüggés újabb változata part közeli környezetben mérve MERCER et al. (2005):

$$U^{K'}_{37} = 0{,}013(T) + 0{,}04$$

Az *Emiliana huxleyi* a Haptophyta törzsbe tartozik, lemezkéire utalva röviden "coccolith faj"-ként emlegetik (a felső vízrétegben élő sárga alga), mely időszakos felvirágzások idején nagyszámban fordul elő a mai óceánokban. Egy másik coccolith faj melynek neve gyakran felmerül mint alkenon termelő a *Gephyrocapsa oceanica*. Mivel laboratóriumi környezetben tenyészthetők ezek az algák, ezért egyre többet tudunk az alkenon termelésükről (YAMAMOTO et al. 2000). Mivel alkenont csak haptofiták termelnek, melyek elterjedtek minden óceánban, alkenonjuk nagy koncentrációban fordul elő a tengeri üledékekben, illetve ez az anyag a korai diagenezisre meglehetősen rezisztens, így alapjában véve jó SST proxynak bizonyult (SIKES et al. 1991, GRIMALT et al. 2001, VILLANUEVA et al 2002).

Egyes elemek (pl. a Sr/Ca illetve a Mg/Ca) arányán alapuló hőmérséklet becslő proxyk is léteznek (BARKER et al. 2005, KONDO et al. 2005), melyek alkalmazása nem annyira elterjedt a klímamodellekkel összefüggő kvarter, illetve holocén klímakutatásban, mint a fennt bemutatott módszerek.

A tengervíz-hőmérséklet becslésére szolgáló proxyk a Paratethysben

A legfiatalabb üledékek, melyekben óceánokra kifejlesztett paleohőmérséklet-becslő proxykat alkalmazhatunk térségünkben, a középső-miocén Paratethys üledékei. Az alábbi néhány példa felvillantja, hogy milyen proxykat alkalmaztak e beltenger paleohőmérsékletének rekonstruálására, és jelzi az alkalmazás során felmerülő problémákat. Plankton foraminifera fajok százalékos gyakorisága alapján végzett klímarekonstrukciót BICCHI et al. (2003) a Paratethys középső-miocén faunáján a mediterrán anyaggal összehasonlítva. Az oxigénizotópon alapuló hőmérsékletbecslést többen alkalmazták a Paratethysben. Az izotópos mérési eredményeik alapján paleohőmérséklet-becslő képlettel számolva (EREZ & LUZ 1983, MOORE et al. 1981) behelyettesítve értelmezték a késő-badeni negatív értékeket a globális középső-miocén lehűléssel összefüggésben (GONERA et al. 2000). Paleohőmérséklet-becslést végzett EPSTEIN et al. (1953) képlete alapján (ŠUTOVSKA & KANTOR 1992) a kárpátiban. A miocén évszakos hőmérséklet változás rekonstruálására alkalmazták az oxigénizotóp proxyt középső-miocén kagylók és brachiopodák növedék vonalaiban mérve BOJAR et al. (2004). A Paratethys hőmérsékletének és szalinitásának transzfer függvények segítségével végzett rekonstruálására jó példa a miocénben JANZ & VENNEMANN (2005) munkája. E két szerző ostracoda vázban mérte a stabil izotópos (pl. $\delta^{18}O$) illetve nyomelem arányokat (Sr/Ca és Mg/Ca) és ezen alapulnak megállapításaik. A $\delta^{18}O$ módszert gyakran használják szalinitás becslésre is, habár ez a paleohőmérséklet becslésnél bizonytalanabb módszer (ROHLING & BIGGS 1998).

Hazánkban a legfiatalabb tengeri üledékek a Paratethysben rakódtak le, amely a világóceántól lefűződött, ám azzal többnyire kapcsolatot tartó beltenger volt. Globális paleohőmérséklet becslésére legalkalmasabbak a világóceánban lerakódott üledékek, melyekhez a mai óceánok aljzatát magfúrva jutunk hozzá. (DSDP, ODP). Saját munkámban a középső-miocén badeniben (BÁLDI 2006) óvatosan jártam el és nem alkalmaztam proxyt a $\delta^{18}O$ stabilizotópos mérések közvetlenül hőmérsékletként (vagy szalinitásként) való kifejtésére. Azonban ugyanezen izotópos görbék relatív változása bentosz foraminiferákban mérve a fenékvízről, illetve a plankton-

ban mérve a felszíni vízről sokat árult el a Középső-Paratethys vízoszlopának rétegzettségéről, trofikus viszonyairól, áramlási rendszeréről (BÁLDI 2006). A pannóniaiban még több fenntartásunk lehet hőmérséklet becslő proxykkal kapcsolatban, mint a badeniben a világtengertől való elzártsággal kapcsolatban (MÁTYÁS et al. 1996). Az eocénben sem alkalmaztak hőmérséklet proxyt KOLLÁNYI et al. (1997) munkájában, hanem a stabil izotópos görbéket a paleohőmérséklet tükrében értékelték ki.

Köszönetnyilvánítás

Munkámat az OTKA D 042191 számú posztdoktori ösztöndíja támogatta. Köszönöm továbbá a meghívást a PROPER II, III, IV paleoklíma kurzusokra Barcelonába, Southamptonba és Pozsonyba az EU finanszírozásával. Hálás vagyok továbbá az ELTE TTK Általános és Történeti Földtani Tanszékén meghirdetett Tengertudomány választható speciális kollégiumom mindenkori hallgatóinak a jó kérdéseikért. Köszönöm a két felkért lektor Dr. MINDSZENTY Andrea és Dr. HAAS János munkáját.

Irodalom – References

ABELMANN, A., BRATHAUER, U., GERSONDE, R., SIEGER, R. & ZIELINSKI, U. 1999: Radiolarian-based transfer function for the estimation of sea surface temperatures in the Southern Ocean (Atlantic sector). – *Paleoceanography* **14**, 410–421.

BÁLDI, K. 2006: Paleoceanography and climate of the Badenian Central Paratethys (Middle Miocene 16.4–13.0 Ma) based on foraminifera and stable isotope evidence. – *International Journal of Earth Sciences\Geologische Rundschau* **95**, 119–145.

BARKER, S, CACHO, I. BENWAY, H. & TACHIKAWA, K. 2005: Planktonic foraminiferal Mg/Ca as a proxy for past oceanic temperatures: a methodological overview and data compilation for the Last Glacial Maximum. – *Quaternary Science Reviews* **24/7–9**, 821–834.

BERGER, W, H.. 1971: Sedimentation of planktonic foraminifera. – *Marine Geology* **11**, 325–358.

BICCHI, E., FERRERO, E. & GONERA, M. 2003 Paleoclimatic interpretation based on Middle Miocene planktonic Foraminifera: the Silesia Basin (Paratethys) and Monteferrato (Tethys) records. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **196/3–4**, 265–303.

BINTANJA, R., VAN DE WAL, R. S. W. & OERLEMANS, J. 2005: Modelled atmospheric temperatures and global sea levels over the past million years. – *Nature* **437**, 125–128.

BOJAR, A. V., HIDDEN, H., FENNINGER, A. & NEUBAUER, F. 2004: Middle Miocene seasonal temperature changes in the Styrian basin, Austria, as recorded by the isotopic composition of pectinid and brachiopod shells. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **203**, 95–105.

BRASSEL, S. C., EGLINTON, G. MARLOWE, I. T, PFLAUMANN, U. & SARNTHEIN M. 1986: Molecular stratigraphy: A new tool for climatic assessment. – *Nature* **320**, 129–133.

CLIMAP Project Members 1976: The surface of the ice-age Earth. – *Science* **191**, 1131–1137.

CLIMAP Project Members 1984: The last interglacial ocean. – *Quat. Res.* **21**, 123–224.

CORTESE, G. &. ABELMANN. A. 2002: Radiolarian-based paleotemperatures during the last 160 kyr at ODP Site 1089 (Southern Ocean, Atlantic Sector). – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **182/3–4**, 259–286.

CORTESE, G., DOLVEN, J. K., BJØRKLUND, K. R. & MALMGREN, B. A. 2005: Late Pleistocene–Holocene radiolarian paleotemperatures in the Norwegian Sea based on artificial neural networks. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **224/4**, 311–332.

D'ANDREA, W. J. & HUANG, Y. 2005: Long chain alkenones in Greenland lake sediments: Low δ ^{13}C values and exceptional abundance. – *Organic Geochemistry* **36/9**, 1234–1241.

EPSTEIN, S., BUCHSBAUM, R., LOWENSTAM, H. A. & UREY, H. C. 1953: Revised carbonate-water isotopic temperature scale. – *Bull. Geol. Soc. Am.* **62**, 417–426.

EREZ, J. & LUZ, B. 1983: Experimental paleotemperature equation for planktonic foraminifera. – *Geochim .Cosmochim. Acta* **47**, 1025–1031.

FISCHER, G. & WEFER, G. (eds) 1999: Use of Proxies in Paleoceanography: Examples from the South Atlantic. – Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 736 p. (def. proxi ld 5. oldal).

GONERA, M., PERYT, T. M. & DURAKIEWICZ, T. 2000: Biostratigraphical and paleoenvironmental implications of isotopic studies (^{18}O, ^{13}C) of Middle Miocene (Badenian) foraminifers in the Central Paratethys. – *Terra Nova* **12**, 231–238.

GRIMALT, J. O., CALVO, E. & PELEJERO, C. 2001: Sea surface paleotemperature errors in Uk37 estimation due to alkenone measurements near limit of detection. – *Paleoceanography* **16/2**, 226–232.

GUILDERSON T. P., FAIRBANKS R. G., RUBENSTONE J. L. 1994: Tropical temperature-variations since 20,000 years ago – Modulatinginterhemispheric climate-change. – *Science* **263** (5147): 663–665.

HUTSON, W. H. 1980: The Agulhas current during the late Pleistocene: Analysis of modern faunal analogs. – *Science* **207**, 64–66.

IMBRIE, J. & KIPP, N. G. 1971: A new micropaleontological method for quantitative paleoclimatology: Application to a late Pleistocene Caribbean core, in The Late Cenozoic Glacial Ages. – edited by K.K. Turekian, 71–181, Yale Univ. Press, New Haven.

JANZ, H. & VENNEMANN, T W. 2005: Isotopic composition (O, C, Sr, and Nd) and trace element ratios (Sr/Ca, Mg/ Ca) of Miocene marine and brackish ostracods from North Alpine Foreland deposits (Germany and Austria) as indicators for palaeoclimate. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **225**, 216–247.

KOLLÁNYI K., VETŐ I. & HERTELENDI E. 1997: Változások a bakonyi eocén tengerben foraminiferák izotóp összetétele tükrében. – *Földtani Közlöny* **127/1–2**, 111–126.

KONDO, H., TOYOFUKU, T. & IKEYA, N. 2005: Mg/Ca ratios in the shells of cultured specimens and natural populations of the marine ostracode *Xestoleberis hanaii* (Crustacea). – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **225/1–4**, 3–13.

KUCERA, M. 2005: Numerical approach to microfossil proxy data. – *Lecture notes updated* **April 2005** for PROPER, 1–23.

KUCERA, M, SCHNEIDER, R. & WEINELT, M. 2006: Margo — multiproxy approach for the reconstruction of the glacial ocean surface. Elsevier., 306 p.

KNUTTI, R., FLÜCKIGER, J., STOCKER, T. F. & TIMMERMANN, A. 2004: Strong hemispheric coupling of glacial climate through freshwater discharge and ocean circulation. – *Nature* **430/19**, 851–856.

MALMGREN, B. A. &. NORDLUND, U. 1997: Application of artificial neural networks to paleoceanographic data. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **136**, 359–373.

MALMGREN, B. A., KUCERA, M., NYBERG, J. & WAELBROECK, C. 2001: Comparison of statistical and artificial neural network techniques for estimating past sea-surface temperatures from planktonic foraminifer census data. – *Paleoceanography* **16/5**, 520–530.

MÁTYÁS, J., BURNS, S. J., MÜLLER, P. & MAGYAR, I. 1996: What isotopes can say about salinity? an example from the Late Miocene Pannonian Lake. – *Palaios* **5**, 31–39.

MOORE, T. C., PISIAS, N. G. & KEIGWIN, I.D. 1981: Ocean basin and depth variability of oxygen isotopes in Cenozoic benthic foraminifera. – *Marine Micropaleontology* **6**, 465–481.

MERCER, J. L., ZHAO, M. & COLMAN, S. M. 2005: Seasonal variations of alkenones and UK37 in the Chesapeake Bay water column. – *Estuarine, Coastal and Shelf Science* **63/4**, 675–682.

PAUL, A., & SCHAFER-NETH, C. 2003: Modeling the water masses of the Atlantic Ocean at the Last Glacial Maximum. – *Paleoceanography* **18/3**, 10–58.

PAUL, A., & SCHÄFER-NETH, C. 2005: How to combine sparse proxy data and coupled climate models. – *Quaternary Science Reviews* **24**, 1095–1107.

PEYRON, O. & DE VERNAL, A. 2001: Application of artificial neural networks (ANN) to high-latitude dinocyst assemblages for the reconstruction of past sea-surface conditions in Arctic and sub-Arctic seas. – *J. Quaternary Science* **16**, 699–709.

PFLAUMANN, U., DUPRAT, J. PUJOL, C. & LABEYRIE, L. SIMMAX 1996: A modern analog technique to deduce Atlantic sea surface temperatures from planktonic foraminifera in deep-sea sediments. – *Paleoceanography* **11**, 15–35.

PRAHL, F. G. & WAKEHAM, S. G. 1987: Calibration of unsaturation patterns in long-chain ketone compositions for paleotemperature assesments. – *Nature* **330**, 367–369.

PRAHL, F. G., MUELHAUSEN, L. A. & ZAHNLE, D. L. 1988: Further evaluation of long-chain alkenones as indicators of paleo-ceanographic conditions. – *Geochim. Cosmochim. Acta* **52**, 2303–2310.
PRELL, W. L. 1985: The stability of low-latitude sea-surface temperatures: An evaluation of the CLIMAP reconstruction with emphasis on the positive SST anomalies. – Rep. TR025, U.S. Dept. of Energy, Washington, D.C.
ROHLING, E. J. & BIGG, G. R. 1998: Paleosalinity and $\delta^{18}O$: A critical assessment. – *Journal of Geophysical Research* **103**, C1, 1307– 1318.
SANGIORNI, F., CAPOTONDI, L. & BRINKHUIS, H. 2002: A centennial scale organic-walled dinoflagellate cyst record of the last deglaciation in the South Adriatic Sea (Central Mediterranean). – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **186/3–4**, 199–216.
SIKES, E. L., FARRINGTON, J. W. & KEIGWIN, L. D. 1991: Use of the alkenone unsaturation ratio Uk37 to determine past sea surface temperatures: Core-top SST calibrations and methodology considerations. – *Earth Planet. Sci. Lett.* **104**, 36–47.
ŠUTOVSKA, K. & KANTOR, J. 1992: Oxygen and carbon isotopic analyses of Karpatian foraminifera from LKŠ-1 borehole (Southern Slovakian Basin). – *Mineralia slovaka* **24**, 209–218.
TRIENDL, R. 2002: Computer modelling: Our virtual planet. Japan's Earth Simulator supercomputer could provide the most accurate models yet of the planet's climate and geophysics — but there are obstacles to realizing that potential. Report. – *Nature* **416**, 579–580, doi: 10.1038/416579a.
VILLANUEVA, J., FLORES, J. A. & GRIMALT, J. O. 2002: A detailed comparison of the Uk'37 and coccolith records over the past 290 kyears: implications to the alkenone paleotemperature method. – *Organic Geochemistry* **33/8**, 897–905.
WAELBROECK, C., LABEYRIE, L., DUPLESSY, J.-C., GUIOT, J., LABRACHERIE, M., LECLAIRE, H. & DUPRAT, J. 1998: Improving past sea surface temperature estimates based on planktonic fossil faunas. – *Paleoceanography* **13**, 272–283.
YAMAMOTO, M., SHIRAIWA, Y. & INOUYE, I. 2000: Physiological responses of lipids in *Emiliania huxleyi* and *Gephyrocapsa oceanica* (Haptophyceae) to growth status and their implications for alkenone paleothermometry. – *Organic Geochemistry* **31/9**, 799–811.

Kézirat beérkezett: 2005. 12. 21.

Végjegyzet: Megjegyzés a „proxy" kifejezés magyar nyelven történő használatához. A „proxy" szónak nincs magyar megfelelője, ezért magyarul csak körülírással adható meg a fogalom tartalma. Miután a szakemberek számára a „proxy" kifejezés jól érthető, rövid, ezért a szaknyelvi használata kívánatos. A kifejezés azonban a globális klímaváltozás kapcsán az ismeretterjesztésben is felmerülhet, ahol magam is szükségesnek tartom a magyar, közérthető kifejezés használatát. Dr. Haas János építő bírálatából merítve: a „proxy" kifejezés a következő fordulatokkal írható körül: „közelítő módszer", „becslési módszer", másutt viszont a „kőzetekben mérhető paraméterek" a legmegfelelőbb fordítás. Kíváncsian várom a további fordítási javaslatokat.

Báldi Katalin

Földtani Közlöny 136/2, 201–232. (2006) Budapest

A Bodai Aleurolit Formáció törmelékes kőzettípusainak ásványtani, kőzettani és geokémiai jellemzői

Mineralogical, petrological and geochemical characteristics of the siliciclastic rock types of Boda Siltstone Formation

VARGA Andrea[1] – RAUCSIK Béla[2] – SZAKMÁNY György[1] – MÁTHÉ Zoltán[3]

(8 ábra, 4 táblázat, 3 tábla)

Tárgyszavak: pélit, homokkő, röntgen-pordiffrakció, teljes kőzet geokémia, késő-perm, Dél-Dunántúl, Magyarország

Keywords: mudrock, sandstone, X-ray diffraction, whole-rock geochemistry, Late Permian, southern Transdanubia, Hungary

Abstract

In this paper, results of mineralogical, petrological and geochemical studies of siliciclastic sedimentary rock types (claystone, siltstone, sandstone and albitolite) of the Upper Permian Boda Siltstone Formation (BSF) from southern Transdanubia (Mecsek Mountains, SW Hungary) are presented. The claystone samples generally have higher illite±muscovite, haematite and chlorite contents relative to the albitolite, siltstone and sandstone samples. In contrast, the BSF rock types with coarser grain-size have higher albite, quarz and carbonate contents relative to the claystone samples. Degree of the diagenetic albitisation of the detrital feldspars and carbonate cementation rate are higher in the siltstone and sandstone samples, corresponding to their higher primary porosity, than those in the claystone samples. Additionally, geochemistry of the studied BSF lithotypes also reflects the effect of the diagenetic processes during albitisation. The siltstone and sandstone samples have relatively high SiO_2, Na_2O, CaO, MnO, Sr and Ba contents. On the other hand, the claystone samples have high Al_2O_3, Fe_2O_3, MgO, K_2O and Rb contents reflecting their higher phyllosilicate and haematite contents.

In the sandstone samples of the BSF, the presence of abundant felsic volcanic rock fragments suggests a provenance from the Permian Gyűrűfű Rhyolite Formation. Metamorphic source components might have been derived from the uplifted basement rocks. A relatively felsic provenance area is also supported by the rare earth element (REE) contents of the claystone and sandstone samples showing REE patterns typical of continentally-derived sediments. The presence of intermediate–basic volcanic rock fragments suggests a mafic source component of the provenance area of the BSF in inconsiderable amounts.

Összefoglalás

Munkánkban a felső-permi Bodai Aleurolit Formáció (BAF, Dél-Dunántúl, Mecsek) sziliciklasztos kőzettípusainak (agyagkő, aleurolit, homokkő és albitolit) ásványtani, kőzettani és geokémiai jellemzését végeztük el. Az agyagkövekben az illit±muszkovit, a hematit és a klorit mennyisége általában nagyobb, mint az albitolitokban, az aleurolitokban és a homokkövekben. Ezzel ellentétben a BAF durvább szemcseméretű kőzettípusainak albit-, kvarc- és karbonáttartalma jelentősen meghaladja az agyagkövekre jellemző értékeket. A nagyobb elsődleges porozitásnak megfelelően a homokkövekben és az aleurolitokban a törmelékes földpátok diagenetikus albitosodása és a karbonátcementáció mértéke

[1]ELTE Kőzettani és Geokémiai Tanszék, 1117 Budapest, Pázmány P. sétány 1/C,
e-mail: raucsikvarga@freemail.hu; gyorgy.szakmany@geology.elte.hu
[2]Pannon Egyetem, Föld- és Környezettudományi Tanszék, 8200 Veszprém, Egyetem u. 10,
e-mail: raucsik@almos.vein.hu
[3]Mecsekérc Környezetvédelmi Rt. 7633 Pécs, Esztergár L. u. 19. Pf.: 121.
e-mail: mathezoltan@mecsekerc.hu

nagyobb, mint az agyagkövekben. A vizsgált kőzettípusok kémiai összetétele szintén a diagenetikus albitosodáshoz kapcsolódó folyamatok hatását tükrözi. Az aleurolitok és a homokkövek SiO_2-, Na_2O-, CaO-, MnO-, Sr- és Ba-tartalma viszonylag nagy. Másrészt az Al_2O_3, a Fe_2O_3, a MgO, a K_2O és a Rb mennyisége az agyagkövekben jelentős, amely a rétegszilikátok és a hematit nagyobb arányát tükrözi.

A BAF homokköveinek törmelékanyagában a jelentős mennyiségű savanyú vulkáni kőzetanyag a permi Gyűrűfűi Riolit Formáció lepusztulásából származik. A metamorf eredetű törmelékanyagot a kristályos aljzat lepusztulása szolgáltatta. A felzikus átlagos összetételű lehordási területet erősíti meg az agyag- és homokkövek ritkaföldfém (RFF)-eloszlása is, amely a felső kontinentális kéreg eredetű törmelékes kőzetek RFF-eloszlásának felel meg. A neutrális–bázisos jellegű törmelékszemcsék a BAF lehordási területén – alárendelt mennyiségben – mafikus összetételű kőzetek jelenlétére utalnak.

Bevezetés

A felső-permi Bodai Aleurolit Formáció (BAF, Dél-Dunántúl, Mecsek) vörösbarna színű, albittartalmú aleurolit és agyagkő váltakozásából álló, kontinentális kifejlődésű, félsivatagi, tavi fáciesű rétegsor. Alsó részén zöldesszürke homokkő, homokos aleurolit és agyagkő betelepüléseket („átmeneti homokkő", „átmeneti rétegek") tartalmaz. Maximális vastagsága 1000 m (Barabás & Barabásné Stuhl 1998; Máthé 1998). Geokémiai jellegzetessége a jelentős Na_2O-tartalom, amely Fazekas (1987) szerint 5–6% közötti, Máthé (1998) és Árkai et al. (2000) alapján azonban a 8%-ot is megközelítheti.

A formáció szedimentológiai, biosztratigráfiai, ásványtani és kőzettani jellegzetességeit számos kéziratos jelentés és szakcikk ismertette (Barabás 1955; Jámbor 1964; Somogyi 1965; Balogh & Barabás 1972; Fazekas 1987; Barabásné Stuhl 1988). Tudománytörténeti összefoglalását, illetve általános jellemzését Fülöp (1994) és Barabás & Barabásné Stuhl (1998) mutatta be. A BAF megismerésének – 1993 óta – a paksi atomerőműben keletkezett nagy radioaktivitású hulladékok elhelyezésére irányuló geológiai kutatási program adott új lendületet (Kovács et al. 2000). A már elvégzett kutatások részeredményeit Demény et al. (1996), Hámos et al. (1996), Árkai et al. (2000), Kovács et al. (2000) és Sebestyén (2002) publikálta.

A BAF minősítésének rövidtávú programja során elvégzett részletes ásványtani, kőzettani és geokémiai vizsgálatok eredménye Máthé (1998) kutatási szakaszt lezáró jelentésében található meg. A közölt geokémiai adatbázisra alapozva – az OTKA T 034924 témához kapcsolódva, a Mecsekérc Környezetvédelmi Rt. engedélyével – R. Varga et al. (2005) 58 albitos és kőzetlisztes agyagkő kémiai összetételét értelmezte, valamint felvázolta a BAF korai diagenetikus albitosodásának lehetséges ásványtani és geokémiai modelljét is. A korábbi publikációk ásványtani eredményeire támaszkodva (Máthé 1998; Árkai et al. 2000), valamint egy hasonló kifejlődésű rétegsor (van de Kamp & Leake 1996) geokémiai jellegzetességeit figyelembe véve feltételezik, hogy a szemiarid–arid éghajlati viszonyok mellett végbemenő mállás és szállítódás hatására a Bodai Formáció egykori forrásterületén a mafikus ásványok kloritté és agyagásványokká alakultak. A törmelékes plagioklászok részleges vagy teljes albitosodása során felszabaduló Ca^{2+}-ionok a pórusoldat HCO_3^- és Mg^{2+} ($+Fe^{2+}$) tartalmával reakcióba lépve karbonátcementet képeztek. A törmelékes káliföldpátok albitosodása K^+ és Rb^+ felszabadulását eredményezte, amelyek a szmektittel és a kaolinittel reakcióba lépve illit képződését okozták. A BAF kőzeteinek jelentős Na_2O-tartalma arra utal, hogy a diagenetikus albitosodáshoz –

az átalakuló törmelékes komponensek Na^+-tartalmán túl – külső forrásból (pl. alkáli jellegű sós pórusvíz, illetve evaporitok) többlet Na^+ adódott (R. VARGA et al. 2005).

Ez a fentebb vázolt, előzetes modell kizárólag az agyagkövek vizsgálatára épült. A BAF diagenetikus albitosodását kísérő medence-léptékű elemátrendeződések összefüggéseinek feltárására azonban a kapcsolódó durvább kőzettípusok tanulmányozása is szükséges. Munkánkban ezért – a teljes kőzetből meghatározott kémiai összetételt felhasználva – az agyagkövek, az aleurolitok és a homokkövek jellemzését és összehasonlítását céloztuk meg. A BAF homokkő betelepüléseinek részletes ásványtani, kőzettani és geokémiai vizsgálata ez ideig nem történt meg, ezért az új adatok a BAF lehordási területének pontosításához is értékes információkat szolgáltatnak.

A Bodai Aleurolit Formáció jellegzetes kőzettípusai

A BAF minősítésének rövidtávú programja során elvégzett részletes ásványtani, kőzettani és geokémiai vizsgálatok segítségével agyagkő, aleurolit, homokkő, albitolit és dolomit fő kőzettípusokat különítettek el, amelyek között számos átmenet alakult ki (BARABÁS & BARABÁSNÉ STUHL 1998; MÁTHÉ 1998; ÁRKAI et al. 2000). A formáción belül a kőzettípusok laterálisan és vertikálisan változnak, azonban az agyagkő, albitos agyagkő, kőzetlisztes agyagkő, agyagos albitolit, agyagos aleurolit mennyisége uralkodó jellegű, a dolomit (a BAF felső szakaszán válik gyakorivá), az aleurolit és a homokkő rétegek általában közbetelepülésként jelennek meg (BARABÁS & BARABÁSNÉ STUHL 1998; MÁTHÉ 1998). Munkánkban kizárólag a törmelékes kőzetek vizsgálatával foglalkoztunk, ezért – a fenti szerzők alapján – csak ezek rövid jellemzését mutatjuk be.

Az agyagkövek általában vörösbarna színűek, ritkán zöld, illetve sötétszürke és fekete változatuk is megjelenhet; többnyire rétegzetlenek. A legszélesebb körben elterjedt agyagkő jellegzetessége a szabálytalan alakú, változó gyakoriságú, fehér, ritkábban halvány rózsaszín, esetenként a rétegzésnek megfelelően orientált elhelyezkedésű, illetve hálózatos megjelenésű póruskitöltő autigén albit („albitfészek") előfordulása. A pórusokban („fészkekben") az albit mellett karbonátásványok mindig jelen vannak, egymáshoz viszonyított arányuk széles határok között változik. A vizsgált minták némelyikében barit, autigén K-földpát és opak szulfidásványok (galenit, szfalerit, kalkopirit) is megjelentek. Ezekben az agyagkövekben az albit mennyisége 20–40%, kvarc- és karbonáttartalmuk (kalcit, dolomit, Mg-, Fe- és Mn-tartalmú kalcit, ritkán sziderit) egyaránt 5–15%, hematittartalmuk 7–10%. A rétegszilikátok közül legnagyobb mennyiségben az illit±muszkovit és a klorit jelenik meg, alárendelten azonban szmektitet, kaolinitet és vermikulitot is tartalmazhatnak. A rétegszilikátok összmennyisége (40–50%) leggyakrabban meghaladja az albit mennyiségét. A fedő képződmények felé haladva a kisebb albittartalmú kőzetlisztes agyagkövek gyakorisága növekszik meg, valamint a legfelső néhány m-es átmeneti zónában az autigén albit eltűnik. Makroszkópos megjelenésük alapján a BAF kőzettípusaival foglalkozó korábbi tanulmányokban az albitfészkes agyagköveket az aleurolitokhoz sorolták, ezért a szakirodalmi adatok összehasonlítása korlátokba ütközik.

A barnásszürke színű, tömör aleurolit rétegek maximális vastagsága 20 cm, belső szerkezetükre a keresztlamináció jellemző; a réteglapokon bizonyos esetekben hullámfodrok figyelhetők meg. Az aleurolitok kvarc- és albittartalma egyaránt nagy (25%, illetve 35% feletti), agyagásványtartalmuk viszonylag kicsi (~10%). A karbonátásványok közül leggyakrabban kalcitot tartalmaznak (~10%), dolomittartalmuk nem jelentős. A hematit mennyisége 5% körüli. Általában kőzetliszt méretű, orientált elhelyezkedésű, törmelékes muszkovitot tartalmaznak. Ebben a kőzettípusban albitfészek csak alárendelten fordul elő, az autigén albit cementásványként jelenik meg.

A párhuzamosan vagy keresztrétegzett finom–nagyszemcsés homokkő betelepülések jellemzően vörös színűek, barna, szürke és zöld árnyalattal. Ritkán szenesedett növényi maradványokat és szürke aleurolit–agyagkő kavicsokat tartalmaznak. A szemcsék anyaga leggyakrabban kvarc, koptatottságuk közepes. A réteglapokon – olykor kőzetalkotó mennyiségben – orientált elhelyezkedésű törmelékes muszkovit figyelhető meg. A kötőanyag általában dolomit, illetve agyagásvány, a középszemcsés homokkövekben azonban kovás és albitos cementáció is előfordul.

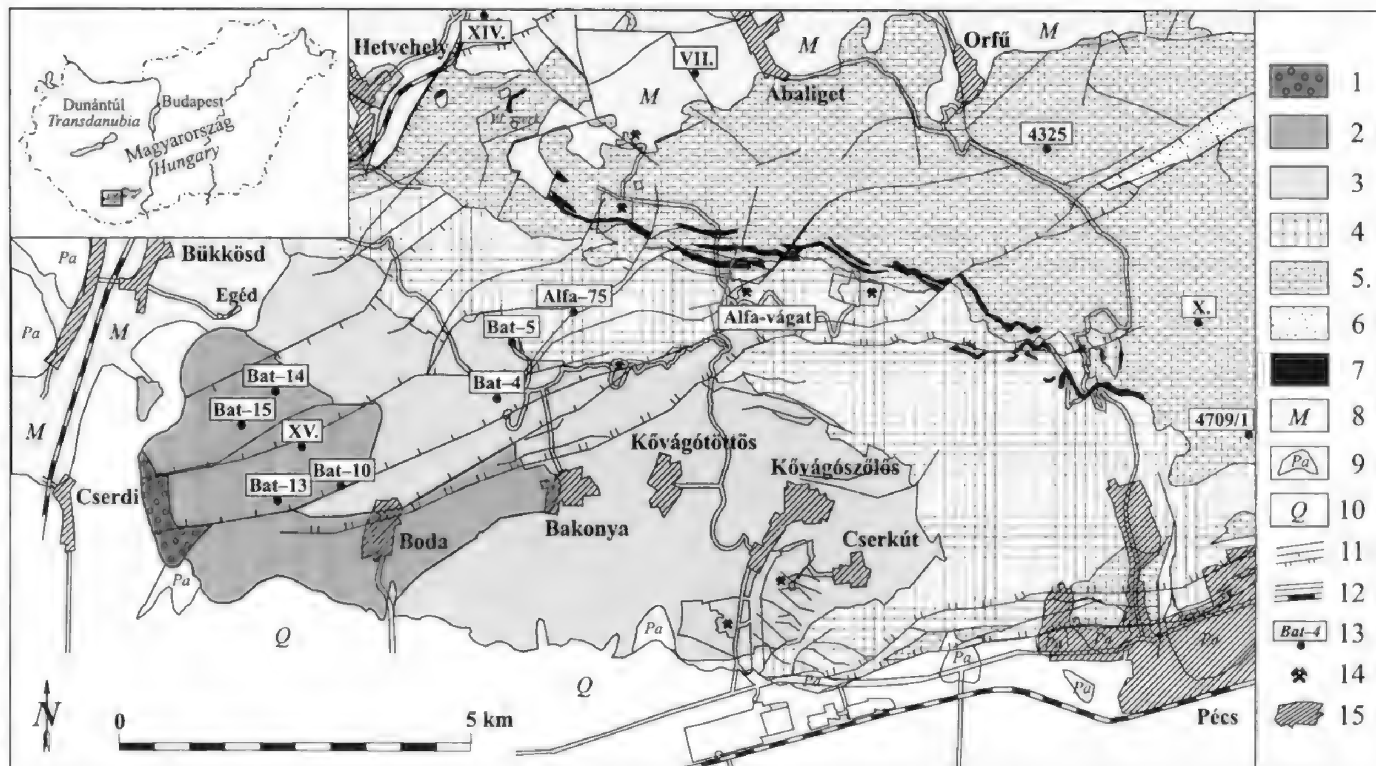
Az albitolit tömeges, kemény, rétegzetlen, szemcsésen széteső, albitfészket nem, illetve alárendelten tartalmazó aleurolit-változat, amely makroszkópos megjelenése az agyagkövekéhez hasonló. Albittartalma nagy (meghaladja az 50%-ot), kvarc- és agyagásványtartalma viszonylag kicsi (10% alatti, illetve 25% alatti). Karbonáttartalma eléri a 10%-ot, mind kalcitot, mind dolomitot tartalmaz. A hematit mennyisége 5–6% közötti. Az albitolitban az autigén albit kötőanyagként („átitatódásként") jelenik meg.

Mintagyűjtés, vizsgálati módszerek

A BAF kontinentális kifejlődésű (playa síkság és playa tavi fáciesű) rétegsorát képviselő kőzetek első mintagyűjtése a formáció minősítésének rövidtávú programjához kapcsolódott (Mecsekérc Környezetvédelmi Rt., in MÁTHÉ 1998). A kiválasztott minták egyrészt felszíni feltárásokból (Boda–I, Boda–III, K jelű minták), másrészt a Nyugat-Mecsek területén korábban (VII., X., XIV., XV. szerkezeti fúrások; 4325, 4709/1, Bat–4, Bat–5 jelű fúrások), illetve a kutatási program keretében mélyített fúrásokból (Bat–10, Bat–13, Bat–14, Bat–15) és az Alfa-vágatból indított kutatófúrásokból (Alfa–75, Gamma–4, Delta–3, Delta–4, Delta–10) származtak (*1. ábra*).

Munkánk során – a BAF minősítésének rövidtávú programjához kapcsolódó kémiai elemzések adatai közül – 8 albitos és kőzetlisztes agyagkő (A1), 13 aleurolit (AL), 1 homokkő (H1) és 6 albitolit (ALB) főelemösszetételét értelmeztük, valamint további 58 agyagkő főelemeloszlását vizsgáltuk (R. VARGA et al. 2005). Valamennyi minta kémiai elemzése röntgenfluoreszcens spektrometriás módszerrel (XRF) a Mecsekurán Kft (Pécs) röntgenanalitikai laboratóriumában készült (ARL-8420 típusú készülék, W anód). A mérések analitikai hibáira R. VARGA et al. (2005) tett utalást.

A Mecsekérc Környezetvédelmi Rt. kutatási programja nem terjedt ki a BAF kőzeteinek teljes nyomelemvizsgálatára (hiányoznak pl. a ritkaföldfémek),



1. *ábra.* A Nyugat-Mecsek egyszerűsített földtani térképe a mintagyűjtési helyekkel a BAF telephely jellemzési programja térképeinek felhasználásával (in MÁTHÉ 1998). Jelmagyarázat: 1. Cserdi Konglomerátum Formáció; 2. Bodai Aleurolit Formáció; 3. Kővágószőlősi Homokkő Formáció; 4. alsó-triász törmelékes kőzetek; 5. középső–felső-triász karbonátok és evaporitok; 6. felső-triász homokkő; 7. alsó-kréta magmatit; 8. miocén üledékes képződmények; 9. pannóniai képződmények; 10. negyedidőszaki képződmények; 11. szerkezeti elemek általában, vető, feltolódás; 12. út, vasút; 13. mélyfúrás; 14. felhagyott bánya; 15. település

Fig. 1 Simplified geological map of the Western Mecsek Mountains (SW Hungary) and sample localities using the maps of the site characterization programme of the Boda Formation (in MÁTHÉ 1998). Legend: 1 Cserdi Conglomerate Fm; 2 Boda Siltstone Fm; 3 Kővágószőlős Sandstone Fm; 4 Lower Triassic clastic sediments; 5 Lower and MiddleTriassic carbonates and evaporites; 6 Upper Triassic sandstones; 7 Lower Cretaceous magmatites; 8 Miocene sediments; 9 Pannonian sediments; 10 Quaternary; 11 structural lines in general, normal fault, reverse fault; 12 road and railway; 13 borehole; 14 abandoned mine; 15 settlement

valamint a homokkő közbetelepülések részletes jellemzésére, ezért munkánk során – az OTKA T 034924 téma keretein belül, illetve az ELTE Kőzettani és Geokémiai Tanszékén folyó doktori programhoz kapcsolódva – további 9 agyagkő (A2) és 3 homokkő (H2) komplex ásványtani, kőzettani és geokémiai vizsgálatát is elvégeztük. A homokkövek petrográfiai jellemzésére további 6 kőzetminta vékonycsiszolatos leírását is elvégeztük. Az agyagkövek közül 5 agyagkő – ellenőrző mintaként – a korábbi mintagyűjtésből származott (Bat–4, Bat–13 és Bat–15 jelű fúrások). Az új mintázás során az agyagkövek jellemzésére a 4709/1, a Bat–4 és a X. szerkezeti fúrásból, a homokkő betelepülések jellemzésére a 4709/1 fúrásból választottunk ki fúrómagokat.

A röntgen-pordiffrakciós mérések a Pannon Egyetem Föld- és Környezettudományi Tanszékén készültek. A felvételeket Philips PW 1710 típusú készülékkel, CuK_{α} sugárforrással, hajlított grafitegykristály-monokromátor és proporcionális számláló detektor alkalmazásával készítettük. A teljes kőzetminták ásványos és a <2 μm szemcseméretű frakció félmennyiségi összetételének meghatározási lépései azonosak az R. VARGA et al. (2004) által közöltekkel. A teljes kőzetminták félmennyiségi összetételének meghatározásakor PETSCHICK et al. (1996) módszerét alkalmaztuk. Belső standardként 1 ml 0,4 g/g%-os, 0,3–0,6 μm átlagos szemcseméretű molibdenit szuszpenziót használtunk. A földpátok egymáshoz viszonyított arányának becsléséhez a káliföldpát 3,24 Å-nél és az albit 3,19 Å-nél jelentkező 100-as intenzitású 002, illetve 040 csúcsainak, valamint a káliföldpát 4,22 Å-nél, az albit 4,03 Å-nél jelentkező 61-es, illetve 45-ös intenzitású csúcsainak integrált területét vettük figyelembe. A <2 μm szemcseméretű, ülepített, légszáraz mintákon ÁRKAI (1983) alapján az illit kristályossági fokát (IC) szintén meghatároztuk. Az adott paraméterek mellett a félértékszélesség adatok szórása IC=0,333 $\Delta°2\Theta$ esetén s=0,025 $\Delta°2\Theta$ (n=10).

A minták kémiai összetételét a Tübingeni Egyetem Geokémiai Tanszékén XRF módszerrel (főelemek, valamint Rb, Sr, Ba, Pb, Y, V, Ni, Zn és Co) határozták meg. A méréseket Bruker AXS S4 Pioneer típusú készülékkel, Rh anód alkalmazásával végezték. További nyomelemek meghatározását az ACME Analytical Laboratories (Vancouver, Kanada) végezte a következő módszerekkel: a ritkaföldfémek (RFF), a Zr, a Hf, a Nb és a Ta mennyiségét induktív csatolású plazma tömegspektrometriával (ICP-MS); a Sc, a Th, az U és a Cr mennyiségét neutron aktivációs analízissel (NAA) határozták meg.

A röntgen-pordiffrakciós és a petrográfiai vizsgálat eredménye és értelmezése

A részletes geokémiai vizsgálatra kiválasztott minták ásványos és kőzettani összetétele

A vizsgált kőzetanyag litológiailag albitos és kőzetlisztes agyagkövet; keresztlaminált, illetve laminált, jól osztályozott, finom–aprószemcsés homokkövet; valamint közepesen vagy rosszul osztályozott, közép–durvaszemcsés, darakavicsos homokkövet tartalmazott. Valamennyi minta vörös, illetve vörösbarna színű. Az agyagkövek és a homokkövek teljes kőzetmintából meghatározott félmennyiségi ásványos összetételét az *I. táblázat* tartalmazza. A <2 μm-es frakció félmennyiségi összetételét a *II. táblázatban* foglaltuk össze.

I. táblázat. A vizsgált teljes kőzetminták félmennyiségi ásványos összetétele (%)
Table I Semiquantitative mineral composition (%) of the studied bulk rock samples

minta – *sample*	L	q	ab	kfp	ill±mu	cc	do	he	chl	ka	sm	am
4709/1 1997,4 m	A2	10	10–20		30–40	5	5	10 (–20)	ny			5
4709/1 1960,2 m	A2	10	10–20	ny	25–30	5	5	10 (–20)	5		?	5
4709/1 1848,0 m	A2	10–20	5–10	ny	30–40	5	5	10 (–20)	5			5–10
X. 1596,3 m	A2	10	5		30–40	ny	5	5 (–10)	5	ny	?	10
Bat–4 1147,8 m	A2	10	10–20	ny	25–30		10	10 (–20)	5–10	ny		5
Bat–4 947,5 m	A2	5	10–20	ny	25–30	10	ny	10 (–20)	ny	ny	?	5
Bat–4 741,2 m	A2	ny	10–20		35–40	10		10 (–20)	ny	ny	?	5
Bat–4 567,4 m	A2	10	10–20	ny	20–30	10	ny	10	ny	ny	10	5–10
Bat–15 13,3 m	A2	5	20–30	ny	25–30	10–20		10 (–20)	ny		?	ny
Bat–13 29,8 m	A2	ny	10–20		25–30	10–20		10 (–20)		ny	ny	ny
4709/1 1932,4 m	kH2	20–30	20–30	5	10	10–20	ny	ny	ny			5
4709/1 1903,7 m	kH2	20–30	30	ny	ny	5	20	5	ny		?	ny
4709/1 1829,3 m	fH2	30	40	ny	ny		10	ny	ny			ny

Jelmagyarázat: L: kőzettípus; A2: agyagkő; kH2: középszemcsés homokkő; fH2: finomszemcsés homokkő; q: kvarc; ab: albit; kfp: káliföldpát; ill±mu: illit±muszkovit; cc: kalcit; do: dolomit; he: hematit; chl: klorit; ka: kaolinit; sm: szmektit; am: amorf anyag; ny: nyomnyi mennyiség; ?: bizonytalan meghatározás

Legend: L lithology; A2 claystone; kH2 medium-grained sandstone; fH2 very fine-grained sandstone; q quartz; ab albite; kfp K-feldspar; ill±mu illite±muscovite; cc calcite; do dolomite; he hematite; chl chlorite; ka kaolinite; sm smectite; am amorphous substance; ny trace amount; ? ambiguous determination

II. táblázat. A <2 μm-es frakció félmennyiségi összetétele (%)
Table II Semiquantitative mineral composition (%) of the <2 μm fraction

minta *sample*	L	ill±mu	chl	ka	sm	IC
		%				°2Θ
4709/1 1997,4 m	A2	80	>6 (6–14)	<14 (6–14)	-	0,34
4709/1 1960,2 m	A2	82	>7 (7–11)	<11 (7–11)	-	0,41
4709/1 1848,0 m	A2	83	>5 (5–12)	<12 (5–12)	-	0,48
X. 1596,3 m	A2	63	>8 (8–30)	<30 (8–30)	-	0,48
Bat–4 1147,8 m	A2	70	>10 (10–20)	<20 (10–20)	-	0,40
Bat–4 947,5 m	A2	75	>10 (10–15)	<15 (10–15)	-	0,39
Bat–4 741,2 m	A2	89	>4 (4–7)	<7 (4–7)	-	0,57
Bat–4 567,4 m	A2	74	>8 (8–18)	<18 (8–18)	5	0,40
Bat–15 13,3 m	A2	72	>11 (11–17)	<17 (11–17)	-	0,44
Bat–13 29,8 m	A2	78	>9 (9–13)	<13 (9–13)	-	0,38
4709/1 1932,4 m	kH2	80	>5 (5–15)	<15 (5–15)	-	0,30
4709/1 1903,7 m	kH2	90	-	5	5	0,29
4709/1 1829,3 m	fH2	60	>10 (10–30)	<30 (10–30)	-	0,30

Jelmagyarázat: L: kőzettípus; A2: agyagkő; kH2: középszemcsés homokkő; fH2: finomszemcsés homokkő; ill±mu: illit±muszkovit; chl: klorit; ka: kaolinit; sm: szmektit; IC: illit kristályossági index

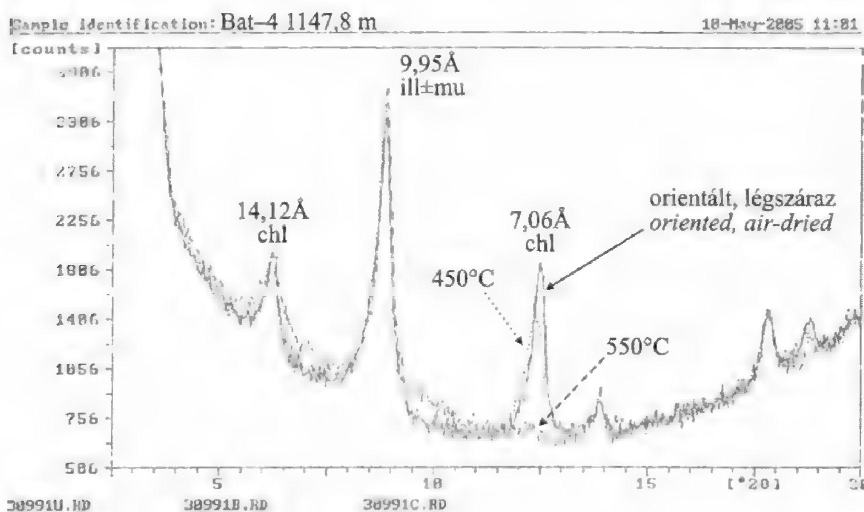
Legend: L lithology; A2 claystone; kH2 medium-grained sandstone; fH2 very fine-grained sandstone; ill±mu illite±muscovite; chl chlorite; ka kaolinite; sm smectite; IC illite crystalline index

Az agyagkövek legnagyobb mennyiségben 10 Å-ös rétegszilikátokat (illit± muszkovit) tartalmaznak, ezek aránya 20–40% között változik. Az albit mennyisége 5–30%, a vizsgált agyagkövek többségét azonban 10–20% közötti albittartalom jellemzi. A hematit mennyisége szintén jelentős (5–20%), átlagosan 10–20% közötti. A korábbi ásványtani vizsgálatok eredményeit (MÁTHÉ 1998; ÁRKAI et al. 2000),

valamint a kémiai elemzési adatokat figyelembe véve (l. később *IV. táblázat*) azonban az alkalmazott félmennyiségi módszer (PETSCHICK et al. 1996) – az adott kristályossági fok mellett, ebben a mátrixban – jelentősen túlbecsüli a hematit mennyiségét. Az *I. táblázat* adatai közül ezért nagy valószínűséggel az alsó határ (5–10%) tükrözi a hematitra vonatkozó félmennyiségi ásványos összetételt. Az agyagkövek kvarctartalma általában kicsi (~10%), azonban a kvarc mennyisége – a nyomnyi mennyiségtől a 10–20%-ig – tág határok között változik. Hasonló tartományon belül változik az agyagkövek karbonáttartalma is. A vizsgált mintákban a kalcit és a dolomit többnyire együtt fordul elő, azonban a Bat–4, Bat–13 és Bat–15 jelű fúrásokból származó agyagkövek kalcittartalma kiemelkedő (10–20%). A járulékos elegyrészek közül a klorit és az amorf anyag mennyisége a legnagyobb (átlagosan 5%, maximálisan 10%). Alárendelt mennyiségben több minta tartalmaz káliföldpátot – amely nagy valószínűséggel mikroklin – és kaolinitet, valamint néhány mintában a szmektit (vagy erősen duzzadóképes illit/szmektit kevert szerkezetű agyagásvány) jelenléte sem zárható ki (*I. táblázat*). Ez az összetétel megfelel a korábbi ásványtani vizsgálatok eredményének (MÁTHÉ 1998; ÁRKAI et al. 2000).

Az agyagkövek <2 μm-es frakciójában – a teljes kőzetminták ásványos összetételéhez hasonlóan – a 10 Å-ös rétegszilikátok (illit±muszkovit) mennyisége a legjelentősebb (63–89%). Az illit kristályossági foka (IC) 0,34–0,57 °2Θ között változik, ami – a korábbi kutatások adataival egyező módon (ÁRKAI et al. 2000) – a diagenetikus–anchizóna határ (0,390–0,435 °2Θ) környezetének és a diagenetikus zónának felel meg (ÁRKAI 1983; FREY & ROBINSON 1999). Alárendelt mennyiségű (5%) szmektit egy mintában (Bat–4 567,4 m), a klorit és a kaolinit minden mintában megtalálható, mennyiségük azonban kicsi (*II. táblázat*). Ez utóbbi két ásvány valamennyi mintában egymás mellett fordul elő, ezért a 7 Å-nél jelentkező csúcs a két fázis eredőjének tekinthető, félmennyiségi összetételi adataik tehát csak tájékoztató jellegűek. Figyelembe véve azonban azt a korábbi következtetést (BARABÁS & BARABÁSNÉ STUHL 1998; ÁRKAI et al. 2000; R. VARGA et al. 2005), hogy a BAF üledékképződésekor szemiarid–arid éghajlat uralkodott, a kaolinit mennyisége valószínűleg elhanyagolható. A vizsgált agyagkövekben a klorit nem jól kristályos, hanem kevert rétegszerkezet bélyegeit tükrözi. A légszáraz felvételhez képest az etilénglikolos kezelés hatására – az XRD vizsgálat során – nem figyelhető meg változás. A 450 °C-os hőkezelést követően azonban a 7 Å-ös csúcs intenzitása számottevően, a 14 Å-ös csúcs intenzitása csekély mértékben, illetve egyáltalán nem csökkent. Az 550 °C-os hőkezelés után a két reflexió eltűnt, vagy diffúz jellé alakult, miközben a 6,5–7,5 °2Θ és 9,5–10,0 °2Θ tartományban egy-egy diffúz csúcs jelent meg (*2. ábra*). Ez a viselkedés leginkább a „swelling chlorite" fázisénak felel meg (WEAVER 1989), ami valószínűleg szabálytalanul közberétegzett klorit/szmektit kevert szerkezetű rétegszilikát. A 9,5–10,0 °2Θ tartományban jelentkező csúcs – legalább a minták egy részénél – vermikulit komponens jelenlétét is valószínűsíti. Hasonló megfigyelésekről számolt be Németh (szóbeli közlés), aki a BAF rétegsorából származó mintákban klorit/szmektit, illetve klorit/vermikulit kevert szerkezetű rétegszilikátot azonosított.

A homokkövek törmelékszemcséi döntően szögletesek, gyengén koptatottak. Kisebb mennyiségben közepesen vagy jól koptatott szemcséket is tartalmaznak,



2. *ábra*. A vizsgált minták <2 μm-es frakciójának jellegzetes röntgen-pordiffraktogramja. Jelmagyarázat: ill±mu: illit±muszkovit; chl: klorit; 450 °C: 450 °C-os hevítést követő felvétel; 550 °C: 550 °C-os hevítést követő felvétel

Fig. 2 Typical XRD pattern of the <2 μm fraction of the studied samples. Legend: ill±mu illite±muscovite; chl chlorite; 450 °C: heated at 450 °C; 550 °C: heated at 550 °C

ezek anyaga vulkáni eredetű vagy üledékes (agyagkő, aleurolit, tűzkő) kőzettörmelék, illetve rezorbeált kvarc. A cement mennyisége változó, a közép–durvaszemcsés homokkövekben uralkodó a karbonátásványok szerepe. A szemcsék közötti pórusokat döntően pátos kalcit tölti ki, a mikrites kalcit mennyisége alárendelt. Több mintában sajátalakú, romboéderes megjelenésű, helyenként felhős magvú, zónás dolomitkristályok is megfigyelhetők az alapanyagban. Az XRD vizsgálat eredménye megerősítette a minták dolomittartalmát (*I. táblázat*). Kisebb mennyiségben hematit, illit/szericit, klorit cementálja a homokköveket, valamint továbbnövekedési albit- és kovacement is megjelenhet. A szemcseméret csökkenésével a karbonátcement mennyisége csökken. A vizsgált homokkövek gyakran karbonátásványokkal kitöltött ereket, mikrotelléreket tartalmaznak.

A homokkövek legnagyobb mennyiségben földpátokat (25–40%) és kvarcot (20–30%) tartalmaznak (*I. táblázat*). A plagioklász mennyisége minden esetben lényegesen meghaladja a káliföldpátét, azonban – az átalakulási folyamatok következtében – arányuk pontos meghatározása a vékonycsiszolatok optikai mikroszkópos vizsgálatával nem lehetséges. A törmelékes plagioklász és a káliföldpát (mikroklin) szemcsék egyaránt lehetnek üdék, vagy – a hasadási nyomvonalaknak, illetve a szemcsehatároknak megfelelően – különböző mértékű szericitesedés és kalcitosodás nyomait mutatják. Nagyon gyakori a törmelékes káliföldpátszemcsék „foltos" megjelenésű átalakulása (*I/1–4. kép*). Ezek a szemcsék többnyire parányi barna zárványokat tartalmaznak, valamint kioltásuk blokkos-táblás szektor jellegű. Egyes metszetek teljesen átalakultak, illetve a szemcse belsejében megfigyelhető reliktum mikroklin mag utal az elsődleges ásványra. A felsorolt szöveti bélyegek a törmelékes földpátok kis hőmérsékletű (oldódás–kicsapódás mechanizmusú),

diagenetikus albitosodását jelzik (KASTNER & SIEVER 1979; GOLD 1987; MCBRIDE et al. 1987; SAIGAL et al. 1988; MILLIKEN 1989). A részlegesen albitosodott kálifoldpátban a barna zárványokat tartalmazó foltok az üregekben gazdag (vakuolás) autigén albitnak felelnek meg (SAIGAL et al. 1988). A jellegzetes kioltást eredményező inhomogén kémiai összetételű zónák részletes jellemzéséhez – a kutatás egy későbbi fázisában – a visszaszórt elektronképre épülő szöveti megfigyelések, továbbá elektronsugaras mikroanalitikai vizsgálatok szükségesek.

A homokkövek kvarcszemcséi között a monokristályos (Qm) és a polikristályos (Qp) változat egyaránt megfigyelhető. A Qm szemcsék gyakran unduláló kioltásúak, azonban határozott kioltású, félig sajátalakú, illetve rezorbeált, vulkáni eredetű szemcsék szintén megjelennek. A Qp szemcsék kioltása unduláló, leggyakrabban szutúrásan érintkező alkristályokból állnak, azonban közel egyensúlyi kristályosodásra utaló (poligonális) változatok, illetve tűzkő (radiolarit) szemcsék is előfordulnak (*I/5. kép*). További ásványtörmelékként kevés muszkovitot és kloritosodó biotitot figyelhetünk meg. A kőzettörmelékek mennyisége jelentős, anyaguk uralkodóan instabilis, vulkáni eredetű (*I/6–8.* kép és *II. tábla*). A vulkanit (Lv) törmelékszemcséket döntően átkristályosodott vulkáni alapanyag, illetve vulkáni üveg alkotja, helyenként felismerhető folyásos vagy szferolitos szövettel. Kisebb mennyiségben rezorbeált, illetve félig sajátalakú, sajátalakú kvarc, bontott földpát és átalakult amfibol(?) mikrofenokristályokat, vagy üvegszilánkokat tartalmazó Lv szemcsék figyelhetők meg (*II/1–6. kép*). A megfigyelt szöveti bélyegek és a jellegzetes ásványos összetétel arra utal, hogy ezek az Lv szemcsék a Gyűrűfűi Riolit Formáció láva és piroklasztit eredetű kőzeteinek (FÜLÖP 1994; BARABÁS & BARABÁSNÉ STUHL 1998; JAKAB 2005) lepusztulásából származnak. Alárendelten kis méretű, neutrális (trachitos szövetű), illetve bázisos (bazalt–dolerit?) jellegű, vulkáni, ritkán szubvulkáni eredetű törmelékszemcsék is megfigyelhetők, amelyek forráskőzete jelenleg ismeretlen. Ezek a szemcsék uralkodóan sötét, opak ásványban gazdag alapanyagban plagioklász mikrolitokat tartalmaznak (*II/7–8.* kép), azonban amfibol(?) utáni, opak ásványokból álló pszeudomorfózák szintén megjelenhetnek. A metamorf eredetű kőzettörmelékeket (Lm) – amelyek valószínűleg a kristályos aljzat eróziójából származnak – polikristályos kvarcból, változó mértékben átalakult földpátból és muszkovitból álló szemcsék képviselik. Az üledékes kőzettörmelékek (Ls) között az áthalmozott, sajátanyagú vörös agyagkő és aleurolit szemcsék a leggyakoribbak.

A közép–durvaszemcsés homokkövekben az akcesszóriák mennyisége alárendelt, csiszolatonként néhány szemcse formájában cirkon és opak ásvány fordult elő. A finom–aprószemcsés homokkövekben a törmelékes rétegszilikátok (muszkovit, kloritosodó biotit) és a nehézásványok mennyisége nagyobb; ez utóbbiak esetenként laminák mentén dúsulnak (*III. tábla*). Ezek a hidrodinamikai osztályozódás hatására kialakult mikrotorlatok legnagyobb mennyiségben opak ásványokat (magnetit, ilmenit) tartalmaznak, amelyekhez cirkon, monacit, rutil, apatit, turmalin, titanit és krómspinell (egy szemcse) társult.

A homokkövek $<2\ \mu$m-es frakciójában – az agyagkövek ásványos összetételéhez hasonlóan – a 10 Å-ös fázisok (illit±muszkovit) mennyisége a legjelentősebb (60–90%). Az illit kristályossági foka (IC) azonban 0,29–0,30 °2Θ között változik (*II. táblázat*), amely egyértelműen az anchizónának felel meg (ÁRKAI 1983; FREY &

ROBINSON 1999). Az agyagkövek és a homokkövek IC értékei között megfigyelhető különbség valószínűleg a homokkövek törmelékes muszkovit-tartalmának IC-csökkentő hatására vezethető vissza.

Az albitosodás hatása a Bodai Aleurolit Formáció ásványos összetételére

A törmelékes üledékes kőzetek diagenetikus átalakulási folyamatai közül kiemelkedő jelentőségű az albitosodás, amely közvetlenül a leülepedést követően – a korai diagenezis során – megkezdődhet (VAN DE KAMP & LEAKE 1996), illetve a betemetődési diagenezis jellegzetes bélyege lehet (GOLD 1987; MCBRIDE et al. 1987; SAIGAL et al. 1988; MILLIKEN 1989; LEE & LEE 1998). Kontinentális környezetben (folyóvízi, tavi), arid–szemiarid éghajlati viszonyok mellett gyakori jelenség a vulkáni eredetű törmelékanyagban gazdag sziliciklasztos kőzetek törmelékes földpátjainak diagenetikus albitosodása (MCBRIDE et al. 1987; MILLIKEN 1989; VAN DE KAMP & LEAKE 1996; LEE & LEE 1998). LEE & LEE (1998) megfigyelése szerint a plagioklász albitosodásának mértéke általában nagyobb, mint a káliföldpáté; valamint a nagy permeabilitású homokkövekben a plagioklász albitosodása nagyobb mértékű, mint az impermeábilis kőzetekben (pélitek, korai fázisú mikrit-cementált homokkövek).

Az albitosodott törmelékes kőzetek leggyakoribb diagenetikus ásványa az albit és a kalcit (karbonát). A rétegszilikátok közül általában az illit és a klorit mennyisége jelentős, a kaolinit, a szmektit és a klorit/szmektit kevert szerkezetű ásványfázis aránya alárendelt (VAN DE KAMP & LEAKE 1996; LEE & LEE 1998). A vulkáni törmelékanyag mállása során keletkező szmektit a diagenezis során gyakran illitté (Na^+ forrás, K^+ megkötés) vagy kloritta alakulhat, ez utóbbi folyamatra utal a kis mennyiségű szmektit és klorit/szmektit kevert szerkezetű rétegszilikát jelenléte (SAIGAL et al. 1988; VAN DE KAMP & LEAKE 1996; LEE & LEE 1998).

A BAF vizsgált kőzettípusainak ásványos összetételét összehasonlítva megállapítható, hogy az agyagkövekben az illit±muszkovit, a hematit és a klorit mennyisége jelentős, valamint nagyobb, mint a homokkövekben. Ezzel ellentétben a BAF homokköveinek albittartalma, valamint a kvarc és a karbonátásványok mennyisége jelentősen meghaladja az agyagkövekre jellemző értékeket (*I. táblázat*). Ez az ásványos összetétel arra utal, hogy – a nagyobb elsődleges porozitásnak megfelelően – a BAF homokköveiben a diagenetikus albitosodás és a részben ehhez kapcsolódó karbonátcementáció mértéke nagyobb, mint az agyagkövekben. Kisebb átlagos szemcseméretük következtében a BAF agyagköveiben nagyobb a rétegszilikátok és a Fe-oxidok mennyisége. Ezek a fázisok részben diagenetikus eredetűek; a savanyú vulkáni alapanyag, a mafikus komponensek (amfibol, biotit mikrofenokristályok; bázisos vulkanitok), illetve opak ásványok átalakulási termékeinek tekinthetők. Az alárendelt mennyiségű szmektit és a klorit/szmektit kevert szerkezetű rétegszilikát jelenléte szintén a vulkáni törmelékanyag mállása során keletkező szmektit diagenetikus illitesedésére, illetve kloritosodására utalhat.

Ezek a megfigyelések összhangban vannak a diagenetikus albitosodást kísérő ásványtani átalakulások minőségi és – szemcsemérettől függő – mennyiségi jellegzetességeivel, továbbá megerősítik az agyagkövek geokémiai vizsgálatára alapozott diagenetikus modellt (R. VARGA et al. 2005).

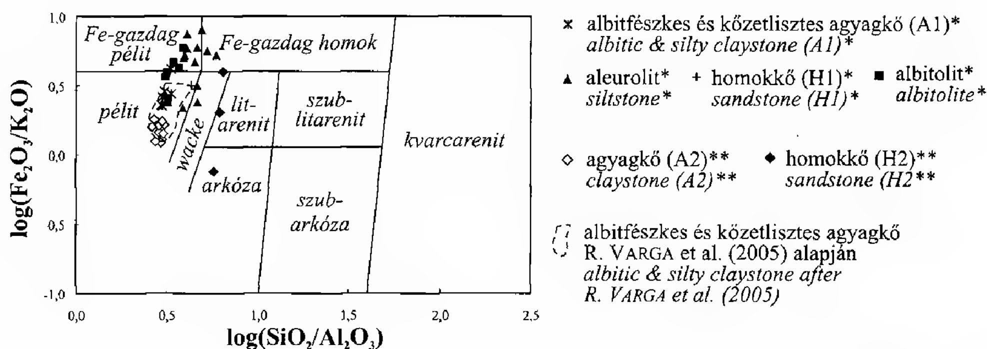
A geokémiai vizsgálat eredménye és értelmezése

A BAF-ból származó agyagkő, aleurolit, homokkő és albitolit kőzetminták főelemösszetételét a Mecsekérc Környezetvédelmi Rt. adatbázisa alapján (in MÁTHÉ 1998) a *III. táblázatban* foglaltuk össze. A részletes geokémiai vizsgálatra kiválasztott minták kémiai összetételét, valamint a RFF-ek jellemzésére általánosan használt paramétereket a *IV. táblázat* tartalmazza. A finomszemcsés törmelékes kőzetek átlagos kémiai összetételét jelző referenciaként az archaikum utáni ausztráliai agyagpala (PAAS, „post-Archean Australian average shale") átlagos összetételét használtuk (TAYLOR & MCLENNAN 1985; MCLENNAN 2001). A tömegszázalékban megadott teljes kőzetösszetétel véges (zárt) összeg hatása miatt, továbbá az immobilis nyomelemek és az Al_2O_3 koncentrációja közötti lineáris korreláció hatásának kiküszöbölésére a PAAS-hez viszonyított, Al-normált dúsulási tényezőket (Ex*) határoztuk meg (HASSAN et al. 1999; R. VARGA 2005). Ez valamely X elemre a következő képlet szerint adható meg:

$E_X^* = (C_X\text{minta}/C_{Al}\text{minta})/(C_X\text{PAAS}/C_{Al}\text{PAAS})$, ahol C_X az adott elem koncentrációja, C_{Al} az Al koncentrációja. A homokkövek elemeloszlásának értelmezésekor – illómentes összetételi adatokkal – a felső kontinentális kéreg (FKK) átlagos összetételét (MCLENNAN 2001) szintén felhasználtuk. A vizsgált kőzetek RFF-koncentrációit kondritra (TAYLOR & MCLENNAN 1985; MCLENNAN 1989) normált értékek alapján hasonlítottuk össze.

A Bodai Aleurolit Formáció jellegzetes törmelékes kőzettípusainak főelemösszetétele

A teljes kőzetmintából meghatározott főelemösszetétel alapján a különböző szemcseméretű törmelékes kőzetek kémiai osztályozására a $\log(SiO_2/Al_2O_3)$–$\log(Fe_2O_3/K_2O)$ diagram (HERRON 1988) használható fel (*3. ábra*). A vizsgált kőzettípusok közül az agyagkövek – egy A1 agyagkő kivételével, amely a Fe-gazdag pélit mező határán található – a pélit kategória mezejében csoportosulnak. Ez az összetétel gyakorlatilag megegyezik R. VARGA et al. (2005) eredményével, ami a bodai



3. ábra. A vizsgált minták kémiai osztályozása HERRON (1988) alapján. Jelmagyarázat: *: XRF analízis, Pécs (in MÁTHÉ 1998); **: XRF analízis, Tübingen

*Fig. 3 Chemical classification scheme of the samples studied after HERRON (1988). Legend: * XRF analysis, Pécs (in MÁTHÉ 1998); ** XRF analysis, Tübingen*

*III. táblázat.*A BAF vizsgált kőzettípusainak főelemösszetétele (g/g%) a Mecsekérc Környezetvédelmi Rt. adatbázisa alapján (in MÁTHÉ 1998)

Table III Major element composition (in wt% oxide) of lithotypes studied from the Boda Siltstone Formation using the database of Mecsek Ore Environment (in MÁTHÉ 1998)

objektum	4325	4709/1	Alfa–75	VII.	X.	XIV.	XIV.	XV.	Bat–4	Bat–4	Boda–I	Boda III	K–120/2	K 130/1
mélység (m)	2080,6	1986,2	189,3	1971,4	1773,5	2025,3	2041,3	105,7	1200,0	881,7				
kőzettípus	A1	A1	A1	A1	A1	A1	A1	A1	H1	AL	AL	AL	AL	AL
SiO_2	54,12	54,25	52,10	52,91	54,77	53,47	47,36	53,53	50,58	59,14	55,45	59,86	66,10	56,07
TiO_2	0,68	0,73	0,66	0,65	0,71	0,69	0,64	0,72	1,08	0,78	0,61	0,50	0,71	0,68
Al_2O_3	16,38	18,31	17,68	17,32	16,57	16,91	17,78	18,01	11,76	11,38	13,62	18,77	14,73	14,20
Fe_2O_3	7,34	8,04	8,01	8,11	7,42	7,51	8,19	8,40	7,18	3,96	5,06	6,12	3,69	5,41
MnO	0,11	0,06	0,10	0,12	0,15	0,17	0,14	0,07	0,34	0,16	0,38	0,46	0,24	0,28
MgO	3,27	3,50	4,08	3,53	3,38	4,45	4,70	3,85	4,70	0,06	1,55	2,13	0,21	0,64
CaO	5,57	2,91	3,81	4,97	4,93	4,84	4,90	3,24	6,72	7,60	7,55	1,14	3,63	6,85
Na_2O	2,24	1,71	1,60	2,99	5,45	2,55	1,95	2,48	4,35	7,39	5,69	5,69	5,13	6,12
K_2O	2,63	3,58	3,48	2,84	1,77	2,99	4,74	3,19	2,25	0,70	0,87	2,55	0,79	1,04
P_2O_5	0,26	0,22	0,28	0,27	0,20	0,17	0,88	0,22	0,22	0,13	0,21	0,32	0,12	0,21
LOI	8,30	6,30	7,70	7,30	7,00	8,80	9,26	6,40	13,30	6,30	9,20	2,70	3,80	7,30
Total	100,90	99,61	99,50	101,01	102,35	102,55	100,54	100,11	102,48	97,60	100,19	100,24	99,15	98,80
objektum	K–21–2	K 4/2	K–5/1	K–72/2	K 75/2	K–75/3	K–75/3*	Gamma–4	K–25–2	Delta 10	Delta–3	Delta 3	Delta–4	Delta–4
mélység (m)								61,6		13,2	69,4	88,8	33,4	50,1
kőzettípus	AL	AL	AL	AL	AL	AL	AL	AL	ALB	ALB	ALB	ALB	ALB	ALB
SiO_2	63,02	57,37	64,12	57,52	59,00	62,30	58,66	57,90	56,18	51,20	53,31	51,07	52,80	52,90
TiO_2	0,65	0,51	0,60	0,56	0,69	0,75	0,59	0,52	0,72	0,66	0,59	0,71	0,45	0,81
Al_2O_3	13,70	12,39	10,92	15,00	15,16	12,82	12,75	14,24	16,51	13,40	17,00	16,58	14,32	16,60
Fe_2O_3	4,63	4,60	2,86	4,48	5,37	4,05	3,48	6,69	5,48	7,40	7,23	6,97	5,06	7,90
MnO	0,09	0,39	0,20	0,13	0,21	0,29	0,19	0,15	0,14	0,23	0,13	0,15	0,37	0,16
MgO	1,51	0,35	0,00	0,84	0,00	0,00	1,16	2,63	0,57	2,61	2,38	2,95	2,45	2,07
CaO	4,02	8,53	7,21	6,20	6,45	5,95	9,68	6,24	5,03	9,00	3,93	4,86	7,14	4,60
Na_2O	4,76	4,79	5,30	5,32	5,39	5,98	4,31	5,62	7,10	6,10	7,17	6,48	6,74	6,20
K_2O	1,94	1,45	0,55	2,07	1,07	0,51	0,58	0,90	1,18	1,25	1,82	1,89	1,19	3,06
P_2O_5	0,23	0,17	0,17	0,20	0,28	0,25	0,17	0,23	0,15	0,16	0,19	0,21	0,16	0,24
LOI	4,60	8,50	6,80	6,90	6,70	5,80	9,10	7,00	5,50	7,90	5,70	7,30	9,80	5,40
Total	99,15	99,05	98,73	99,22	100,32	98,70	100,67	102,12	98,56	99,91	99,45	99,17	100,48	99,94

Jelmagyarázat: LOI: izzítási veszteség; A1: agyagkő; H1: homokkő; AL: aleurolit; ALB: albitolit

Legend: LOI loss on ignition; A1 claystone; H1 sandstone; AL siltstone; ALB albitolite (a sedimentary rock with >50% albite)

IV. táblázat. A BAF-ból újonnan begyűjtött minták kémiai összetétele (főelemek: g/g%, nyomelemek: ppm)

Table IV Chemical composition of the samples newly collected from the Boda Siltstone Formation (major elements in wt% and trace elements in ppm).

fúrás jele	4709/1	4709/1	4709/1	X.	Bat–4	Bat–4	Bat–4	Bat 4	Bat–15	Bat–13	4709/1	4709/1	4709/1
mélység (m)	1997,4	1960,2	1848,0	1596,3	1147,8	947,5	741,2m	567,4	13,3	29,8	1932,4	1903,7	1829,3
kőzettípus	A2	A2	A2	A2	A2	A2	A2	A2	A2	A2	H2	H2	H2
SiO_2	51,69	52,98	52,05	50,13	51,32	50,31	48,18	52,05	51,39	48,26	65,98	56,62	69,57
TiO_2	0,73	0,68	0,65	0,67	0,74	0,67	0,52	0,67	0,72	0,64	0,23	0,30	0,43
Al_2O_3	18,03	17,84	17,80	18,36	17,14	17,77	18,40	17,10	17,41	17,94	11,56	8,93	11,39
Fe_2O_3	7,52	6,89	7,20	7,41	7,18	7,79	8,67	7,17	7,32	8,15	1,88	3,07	2,68
MnO	0,07	0,08	0,08	0,09	0,10	0,08	0,08	0,08	0,07	0,09	0,10	0,22	0,12
MgO	3,53	3,27	3,77	4,79	4,85	3,78	4,25	3,92	3,45	3,86	1,55	4,10	2,13
CaO	3,71	3,63	3,67	3,21	2,85	4,26	4,06	4,47	4,60	5,42	6,10	9,40	3,20
Na_2O	2,27	2,25	1,10	0,88	2,40	3,06	2,98	2,53	3,24	3,17	3,70	4,16	4,65
K_2O	5,23	5,28	5,83	5,96	5,04	4,78	5,49	4,36	4,20	4,48	2,50	0,78	1,32
P_2O_5	0,34	0,45	0,30	0,31	0,28	0,32	0,37	0,32	0,26	0,45	0,15	0,09	0,12
LOI	6,61	6,26	7,54	6,24	6,87	6,48	6,72	6,91	6,62	7,48	6,55	12,62	4,94
Total	99,72	99,59	99,99	98,05	98,76	99,30	99,72	99,59	99,27	99,94	100,31	100,28	100,54
Rb	248	258	342	294	230	245	273	195	204	223	102	33	59
Sr	131	139	113	143	77	158	227	204	120	177	497	421	106
Ba	226	246	259	320	382	348	275	493	384	368	1492	841	170
Pb	40	18	25	23	14	32	29	32	38	29	7	11	8
Th	18	19	18	17	15	17	16	17	17	16	6	7	5
U	3,2	2,9	3,7	2,8	5,4	6,4	4,2	5,1	4,0	5,1	1,7	1,1	3,1
Zr	157	169	139	130	153	132	ND	123	132	ND	75	83	175
Hf	4,6	5,2	3,9	4,4	4,5	4,4	4,0	3,9	4,4	4,0	2,6	2,4	5,2
Nb	17,3	15,3	15,7	13,9	16,5	17,0	15,8	15,0	17,6	17,8	5,5	5,6	9,5
Ta	1,2	1,2	1,1	1,1	1,2	1,2	1,3	1,0	1,3	0,9	0,5	0,5	0,6

Jelmagyarázat: LOI: izzítási veszteség; A2: agyagkő; H2: homokkő; ND: nincs adat; Eu/Eu*: Eu-anomália

Legend: LOI loss on ignition; A2 claystone; H2 sandstone; ND no data; Eu/Eu europium anomaly*

IV. táblázat (folytatás)

Table IV (cont.)

fúrás jele	4709/1	4709/1	4709/1	X.	Bat–4	Bat–4	Bat–4	Bat–4	Bat–15	Bat–13	4709/1	4709/1	4709/1
mélység (m)	1997,4	1960,2	1848,0	1596,3	1147,8	947,5	741,2m	567,4	13,3	29,8	1932,4	1903,7	1829,3
kőzettípus	A2	A2	A2	A2	A2	A2	A2	A2	A2	A2	H2	H2	H2
Y	35	35	33	32	37	32	30	34	31	35	14	19	23
Sc	18,5	19,0	16,7	15,9	18,0	19,3	18,0	18,4	17,4	17,7	6,7	10,3	5,4
V	103	117	99	110	121	122	111	110	123	114	41	46	30
Cr	96	100	94	100	90	100	93	100	110	87	30	34	34
Co	19	21	20	21	22	25	23	23	23	23	7	13	6
Ni	41	39	40	47	42	46	41	46	45	39	4	4	0
Zn	135	92	97	101	92	124	121	124	125	140	37	37	16
La	48	45	45	40	45	45	41	43	47	41	19	20	20
Ce	102	95	98	89	90	88	84	92	91	83	37	39	45
Pr	11,6	10,9	11,3	10,23	10,45	10,02	ND	10,61	10,37	ND	4,1	4,6	5,3
Nd	44	41	41	40	41	40	41	38	40	43	16	17	20
Sm	9,1	8,7	8,2	8,0	8,6	8,2	7,3	7,90	8,7	7,7	3,2	3,5	4,0
Eu	1,52	1,51	1,38	1,31	1,69	1,47	1,20	1,32	1,41	1,30	0,55	0,69	0,83
Gd	7,54	7,11	6,97	6,19	7,66	6,54	ND	6,88	6,72	ND	2,81	3,23	3,71
Tb	1,16	1,20	1,11	1,00	1,20	1,09	1,10	1,11	1,09	1,10	0,49	0,54	0,59
Dy	6,34	6,09	5,97	5,57	7,05	5,95	ND	5,94	6,06	ND	2,44	2,96	3,23
Ho	1,34	1,33	1,20	1,11	1,28	1,20	ND	1,21	1,21	ND	0,54	0,63	0,67
Er	3,62	3,56	3,30	2,79	3,53	3,35	ND	3,34	3,24	ND	1,32	1,66	1,85
Tm	0,53	0,55	0,47	0,40	0,49	0,47	ND	0,49	0,45	ND	0,21	0,26	0,27
Yb	3,41	3,54	3,08	2,79	3,19	2,93	2,60	3,15	3,06	2,70	1,22	1,62	1,84
Lu	0,50	0,50	0,44	0,41	0,50	0,44	0,40	0,46	0,45	0,47	0,18	0,22	0,28
ΣRFF	240,33	225,54	226,87	207,70	222,14	214,06	ND	214,81	220,96	ND	88,95	95,37	106,87
La_N/Yb_N	9,51	8,61	9,76	9,64	9,53	10,26	10,66	9,12	10,45	10,26	10,52	8,18	7,42
La_N/Sm_N	3,32	3,26	3,42	3,13	3,29	3,42	3,54	3,39	3,42	3,35	3,74	3,52	3,18
Gd_N/Yb_N	1,79	1,63	1,83	1,80	1,95	1,81	ND	1,77	1,78	ND	1,87	1,62	1,63
Eu/Eu*	0,56	0,59	0,56	0,57	0,64	0,61	ND	0,55	0,56	ND	0,56	0,63	0,66

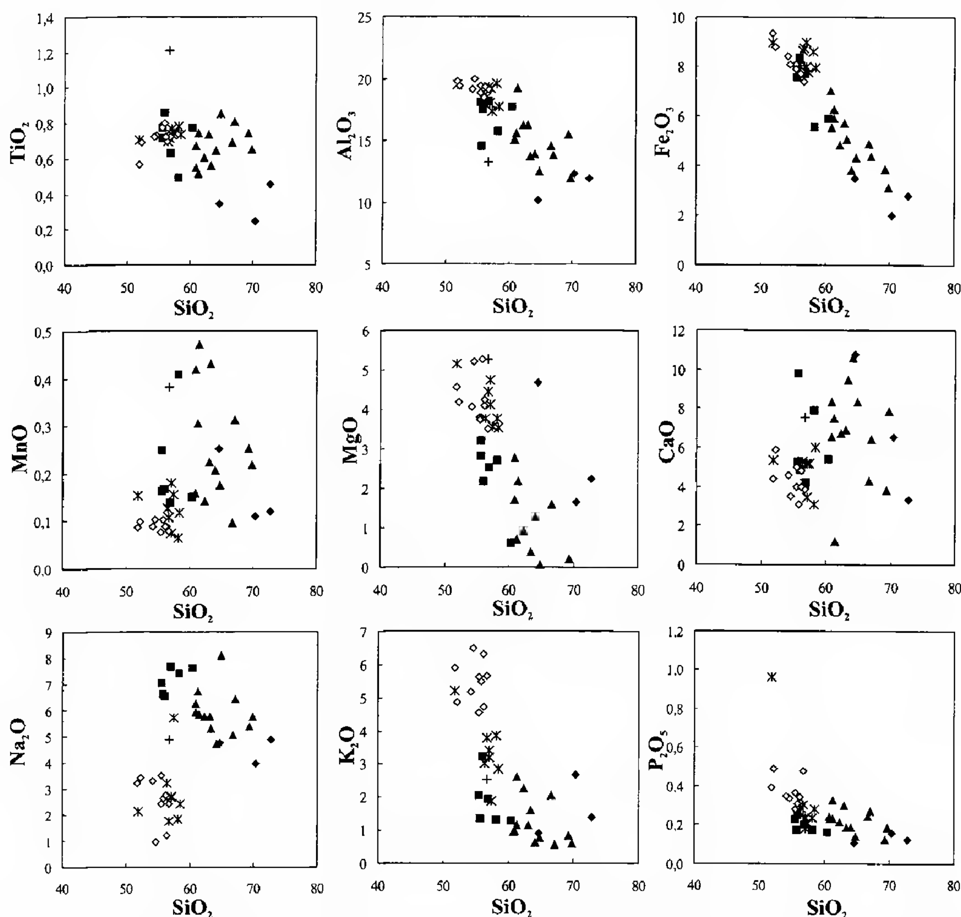
agyagkövek közel azonos SiO_2/Al_2O_3 és szűk tartományon belül változó Fe_2O_3/K_2O arányát tükrözi. A SiO_2/Al_2O_3 arány alapján az albitolitok összetétele az agyagkövekéhez hasonló, azonban mintapontjaik jelentősen eltolódnak a Fe-gazdag tartomány felé. Az aleurolitokat jelző mintapontok szintén Fe-dúsulást mutatnak, azonban szórásuk jelentős (pélit, Fe-gazdag pélit, wacke, Fe-gazdag homok), ezért kémiai osztályozásuk a $\log(SiO_2/Al_2O_3)$–$\log(Fe_2O_3/K_2O)$ diagram alapján nem ad megbízható eredményt. A H1 homokkőminta a pélit mezőbe esik (pélit–wacke határ), SiO_2/Al_2O_3 aránya alapján – eltérve a H2 homokkövektől – az aleurolitokhoz hasonlít. A H2 homokkövek SiO_2/Al_2O_3 aránya közel azonos, azonban Fe_2O_3/K_2O arányuk alapján jelentős mértékű eltolódást mutatnak az arkóza mezőből a wacke–Fe-gazdag homok határ felé (*3. ábra*).

A Fe-dúsulásra utaló aleurolitokban, albitolitokban és H2 homokkövekben az agyagkövekhez képest jelentős K_2O-szegényedés figyelhető meg (*III.* és *IV. táblázat*), ezért a Fe_2O_3/K_2O arány növekedését és a látszólagos Fe-dúsulást – a törmelékes káliföldpátok albitosodása következtében – a K_2O mobilizációja okozta. Ez a megfigyelés összhangban van WILLAN (2003) eredményével, aki antarktiszi triász–kréta homokkövek vizsgálatakor a $\log(SiO_2/Al_2O_3)$–$\log(Fe_2O_3/K_2O)$ diagramban az albitosodott homokkövek eltolódását tapasztalta a Fe-gazdag pélit és a Fe-gazdag homok tartomány felé.

Az egyes főelemek mennyiségi változását a SiO_2-tartalom függvényében az illómentes összetételi adatok alapján szerkesztett Harker-diagramok segítségével követhetjük (*4. ábra*). A vizsgált minták általános jellemzője, hogy a SiO_2-tartalom növekedésével – amely gyakorlatilag a szemcseméret durvulásának felel meg – a TiO_2-tartalom lényegesen nem változik (a H2 homokkövekben a legkisebb), az Al_2O_3-, a Fe_2O_3-, a MgO-, a K_2O- és a P_2O_5-tartalom csökken, a Na_2O-tartalom azonban jelentős mértékben megnövekszik. A MnO és a CaO mennyiségének változása független a SiO_2-tartalomtól, illómentes összetételre számolt koncentrációjuk az agyagkövekben viszonylag szűk tartományon belül marad, a többi mintában azonban jelentős szórást mutat. A Harker-diagramok alapján (a SiO_2–K_2O kivételével) az A1 és az A2 agyagkövek rendkívül hasonló összetételűek, elkülönülésük az aleurolit, homokkő és albitolit kőzetmintáktól a Na_2O-tartalom alapján a legkifejezettebb. A bemutatott kétváltozós diagramokban az aleurolitok főelemeloszlása (a SiO_2–TiO_2 kivételével) többnyire a H2 homokkövek koncentrációváltozását követi. A H1 homokkő összetétele általában elkülönül a többi mintától, az albitolitok összetétele (a SiO_2–Na_2O kivételével) viszont az agyagkövek és az aleurolitok közötti átmenetnek felel meg.

Az Al-normálást követően, a PAAS összetételhez viszonyítva az A1 agyagkövekben a SiO_2 és a TiO_2 kis mértékben szegényedik (*5a. ábra*). A Fe_2O_3 mennyiségében kisebb mértékű, a MgO, a CaO, a Na_2O és a P_2O_5 mennyiségében jelentős mértékű dúsulás figyelhető meg, azonban az egyes minták dúsulási tényezői között nagy eltérések vannak. A MnO és a K_2O dúsulási tényezője széles tartományon belül változik, azonban a legtöbb mintára a MnO dúsulása, továbbá a K_2O kis mértékű szegényedése jellemző.

Az Al-normált koncentrációk közül az aleurolitokban a SiO_2 és a P_2O_5 mennyisége általában nagyobb, a TiO_2 és a Fe_2O_3 mennyisége közel azonos, a K_2O mennyisége viszont jelentősen kisebb, mint a PAAS összetételét jelző főelem-

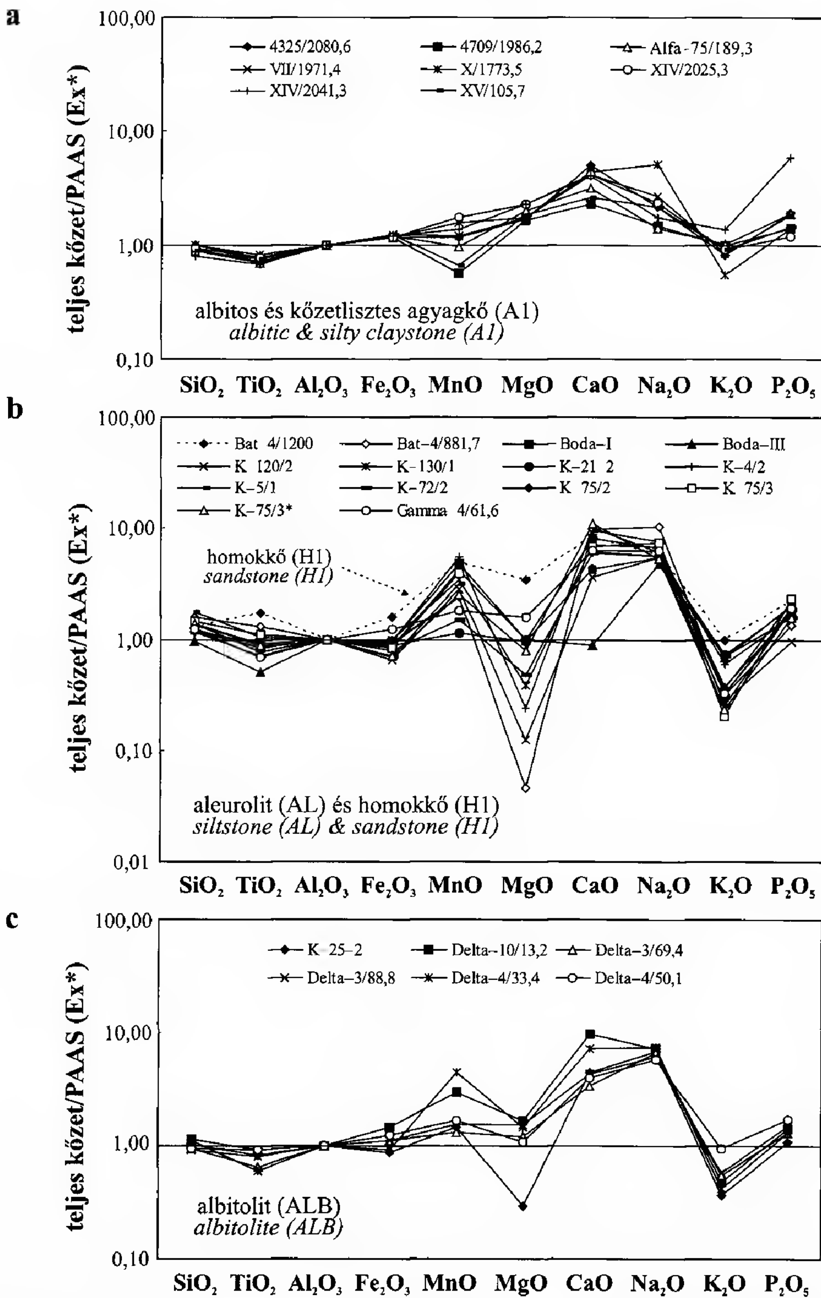


4. ábra. Harker-diagramok a BAF vizsgált mintáinak főelemösszetétele (g/g%; illómentes összetétel) alapján. A jelölések magyarázatát a 3. ábra mutatja

Fig. 4 Harker variation diagram of major elements (in wt%) for the samples studied from the Boda Siltstone Formation. Major element data are recalculated volatile-free. For explanation of symbols see Fig. 3

arányok (*5b. ábra*). A PAAS-hez viszonyítva a MnO, a CaO és a Na_2O dúsulása általános bélyeg, dúsulásuk mértéke meghaladja az A1 agyagkövekben tapasztaltakat. Az A1 agyagkövektől eltérően, a MgO csak néhány mintában dúsul, mennyiségében legtöbbször jelentős mértékű szegényedés figyelhető meg. A H1 homokkő dúsulási tényezőinek eloszlása az aleurolitok eloszlásához hasonló, azonban a TiO_2, a Fe_2O_3, a MgO és a K_2O dúsulási tényezője ebben a mintában a legnagyobb (*5b. ábra*). Ez a minta – egyedi, kiugró mintaként – néhány szempont szerint elkülönül, amely valószínűleg jelentős karbonáttartalmára vezethető vissza (4,70% MgO, 6,72% CaO; 13,30% LOI; *II. táblázat*), ezért a további értelmezésben ettől a mintától eltekintettünk.

A PAAS összetételhez viszonyítva az albitolitokban a SiO_2 nem, illetve csak kis mértékben dúsul; a TiO_2 kisebb, a K_2O nagyobb mértékben szegényedik; a Fe_2O_3, a MgO (a felszíni feltárásból származó K–25–2 minta kivételével) és a P_2O_5 kis

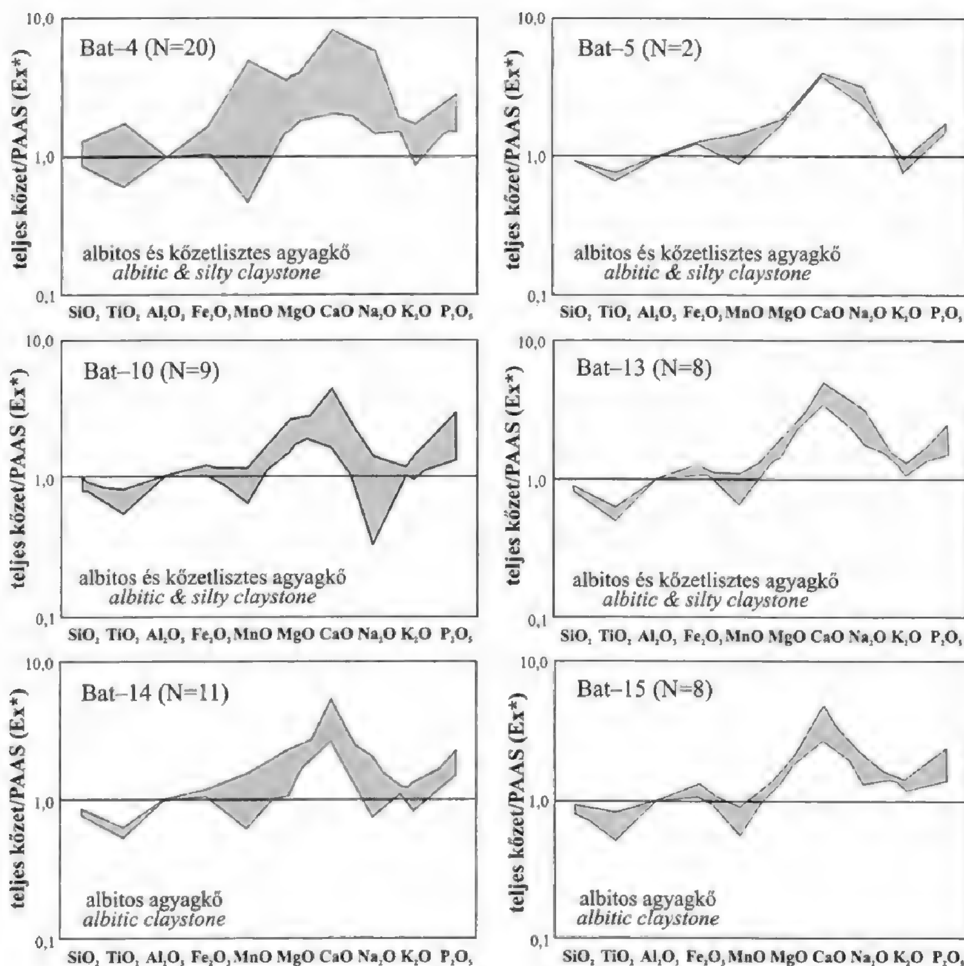


5. ábra. Archaikum utáni ausztráliai agyagkő (PAAS – TAYLOR & MCLENNAN 1985; MCLENNAN 2001) összetételhez viszonyított főelem dúsulási tényezők (Ex*) a Mecsekérc Környezetvédelmi Rt. adatbázisa alapján (in MÁTHÉ 1998). a) albitos és kőzetlisztes agyagkő; b) aleurolit és homokkő; c) albitolit

Fig. 5 Enrichment factors (Ex) for major elements relative to the post-Archean Australian average shale (PAAS – TAYLOR & MCLENNAN 1985; MCLENNAN 2001) using the database of Mecsek Ore Environment (in MÁTHÉ 1998). a) albitic & silty claystone; b) siltstone & sandstone; c) albitolite*

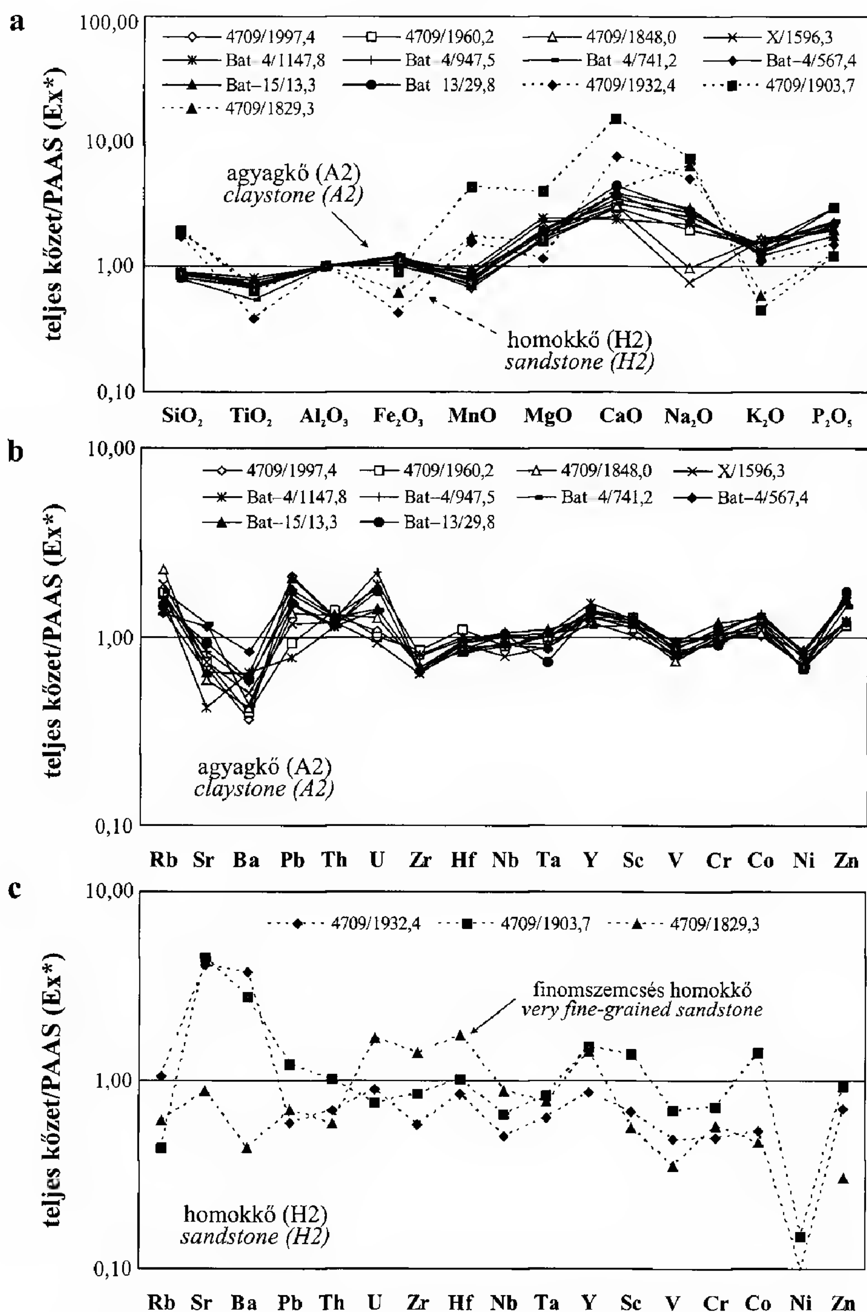
mértékben dúsul (*5c. ábra*). A MnO, a CaO és a Na_2O mennyiségében – az aleurolitokhoz hasonlóan – jelentős mértékű dúsulás figyelhető meg.

Az A1 agyagkövek dúsulási tényezőit összehasonlítva az R. VARGA et al. (2005) bodai agyagkő adatai alapján szerkesztett diagramokkal (*6. ábra*), valamint az A2 agyagkövek dúsulási tényezőinek eloszlásával (*7a ábra*) megállapítható, hogy a különböző mélyfúrásokból származó agyagkövek főelem dúsulási tényezői – a megfigyelhető kisebb különbségektől eltekintve – hasonló általános tendenciát mutatnak. A PAAS-hez viszonyítva a SiO_2 és a TiO_2 szegényedik, a Fe_2O_3 dúsul, a MnO dúsulási tényezője viszonylag tág tartományon belül változik. A MgO, a CaO és a P_2O_5 mennyiségében minden esetben jelentős mértékű dúsulás mutatható ki. A PAAS-hez viszonyítva a Na_2O általában nagyobb, a K_2O kisebb mértékben dúsul,



6. ábra. Az agyagkövek PAAS (TAYLOR & MCLENNAN 1985; MCLENNAN 2001) összetételhez viszonyított főelem dúsulási tényezői (Ex*) R. VARGA et al. (2005) alapján

Fig. 6 Major element-enrichment factors (Ex) for albitic & silty claystone samples relative to the PAAS (TAYLOR & MCLENNAN 1985; MCLENNAN 2001) after R. VARGA et al. (2005)*



7. *ábra.* Az A2 agyagkövek és a H2 homokkövek PAAS (Taylor & McLennan 1985; McLennan 2001) összetételhez viszonyított főelem (a) és nyomelem (b–c) dúsulási tényezői (Ex*)

Fig. 7 Major (a) and trace-element (b–c) enrichment factors (Ex) for A2 claystone and H2 sandstone samples relative to the PAAS (Taylor & McLennan 1985; McLennan 2001)*

azonban – ettől eltérően – néhány mintában mindkét elemnél kis mértékű szegényedés szintén megfigyelhető. A *5a,* a *6.* és a *7a ábrák* főelemeloszlása alapján a részletes geokémiai vizsgálatra kiválasztott 9 minta összetétele megfelelően tükrözi a bodai agyagkövek kémiai jellegzetességeit. Az A2 agyagkövek nyomelemösszetételének értelmezési eredményei így – minden megszorítás nélkül – felhasználhatók a BAF agyagköveinek általános geokémiai jellemzésére.

A H2 homokkövek – PAAS összetételhez viszonyított – dúsulási tényezői legnagyobb mértékben az aleurolitok dúsulási tényezőinek eloszlásával mutatnak rokonságot (*7a ábra*). A SiO_2 és a P_2O_5 mennyisége kis mértékben, de határozottan dúsul; a TiO_2 szegényedik, valamint a Fe_2O_3 és a K_2O mennyisége általában szintén szegényedik. A MnO, a CaO és a Na_2O dúsulásának mértéke kiemelkedően nagy, többnyire jelentősen meghaladva az agyagkövekre jellemző dúsulási értékeket. A H2 homokkövekben a MgO szintén dúsul, ami azonban az aleurolitokra nem jellemző bélyeg (*5b. ábra*). Összehasonlítva a Harker-diagramok és a dúsulási tényezők eloszlásának eredményeit (*4–7a ábrák*), a H2 homokkövek részletes geokémiai vizsgálata – megfelelő körültekintéssel – felhasználható a BAF kőzetliszt–homok szemcseméretű kőzettípusainak összefoglaló jellemzésére.

A H2 homokkövek illómentes főelemösszetételét a FKK átlagos öszetételéhez viszonyítva megállapítható, hogy a vizsgált homokkövek SiO_2-tartalma a FKK-hez nagyon hasonló érték (*8a. ábra*). A TiO_2, az Al_2O_3, a Fe_2O_3, a K_2O és a P_2O_5 mennyiségében változó mértékű, de határozott szegényedés mutatható ki. Ezzel ellentétben a MnO, a MgO, a CaO és a Na_2O koncentrációja a legtöbb esetben különböző mértékű dúsulást tükröz.

A Bodai Aleurolit Formáció agyag- és homokköveinek nyomelemösszetétele

Az A2 agyagkövek nyomelemösszetételéből számolt dúsulási tényezők – lelőhelytől függetlenül – nagyon hasonló bélyegekkel jellemezhetők (*7b. ábra*). A nagy ionrádiuszú, litofil nyomelemek (Rb, Sr, Ba) és a rokon geokémiai viselkedésű Pb dúsulási viszonyaiban jelentős különbségek tapasztalhatók. A Rb minden, az Pb a legtöbb mintában dúsul a PAAS-hez viszonyítva, ezzel ellentétben a Ba valamennyi A2 agyagkőben szegényedik. A Sr mennyiségét általában szintén szegényedés jellemzi. A tág értelemben vett nagy térerejű nyomelemek (Zr, Hf, Nb, Ta, valamint Th és U) dúsulási tényezői – a redox-érzékeny U kivételével – nagyon hasonlóak. A Th minden A2 agyagkőben dúsul, a Zr szegényedik, a Hf, a Nb és a Ta mennyisége a PAAS összetételétől lényegesen nem tér el. Az U a legtöbb mintában dúsul, azonban a dúsulás mértékében – az Pb mennyiségéhez hasonlóan – nagy szórás figyelhető meg. Az Y és az átmenetifémek dúsulási tényezői egységes eloszlást mutatnak. Az Y, a Sc, a Co és a Zn kis mértékben dúsul, a V és a Ni szegényedik. A Cr mennyisége lényegesen nem tér el a PAAS összetételétől.

A H2 homokkövek PAAS összetételhez viszonyított nyomelem dúsulási viszonyai az uralkodó átlagos szemcseméret függvényében változnak, a legnagyobb eltérés az erősen mobilis Rb, Sr és Ba mennyiségében tapasztalható (*7c. ábra*). A finomszemcsés homokkőben a Sr és a Ba mennyisége szegényedik, a középszemcsés homokkövekben azonban jelentős mértékben dúsul. Valamennyi mintára jellemző a Ni jelentős szegényedése, amelyet leggyakrabban más átmenetifémek és a nagy

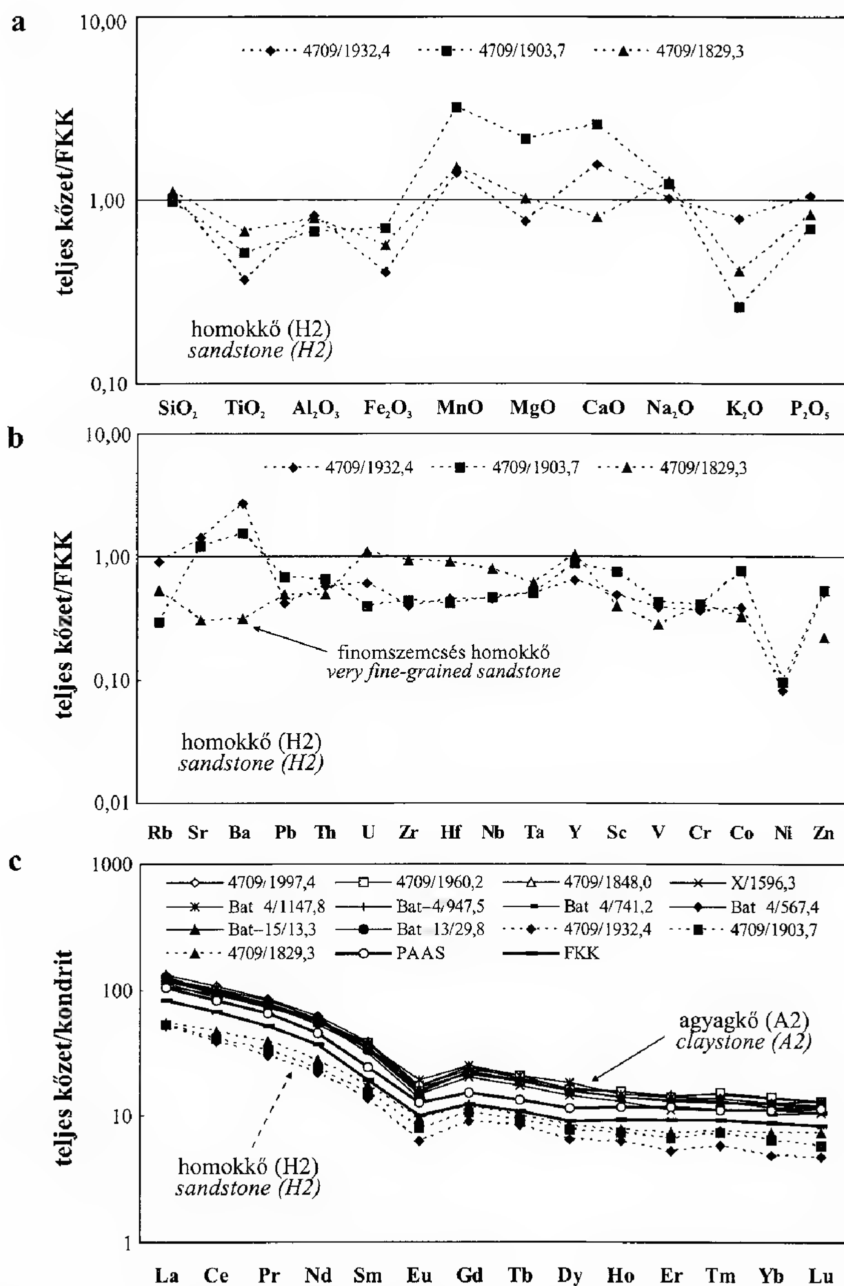
térerejű nyomelemek szegényedése kísér. Ez a szegényedés jelentősen meghaladja az A2 agyagkövekben tapasztaltakat (*7b. ábra*). A középszemcsés homokkövektől és az agyagkövektől eltérően, a finomszemcsés homokkőben jelentős U-, Zr- és Hf-dúsulás figyelhető meg (*7c. ábra*).

A H2 homokkövek illómentes összetételét a FKK összetételéhez viszonyítva megállapítható, hogy a vizsgált mintákban a legtöbb nyomelem koncentrációja kisebb, mint a homokkövek geokémiai értelmezésében elterjedt referenciaérték, határozott dúsulás csak a középszemcsés homokkövek Sr- és Ba-tartalmában mutatható ki (*8b. ábra*). A Ni koncentrációjában – PAAS-hez viszonyított dúsulási tényezőkhöz hasonlóan – a FKK összetételéhez képest jelentős negatív anomália figyelhető meg. A finomszemcsés homokkő Sr- és Ba-tartalma kicsi; U-, Zr-, Hf-, Nb-, Ta-, és Y-tartalma azonban – meghaladva a középszemcsés homokkövekre jellemző koncentrációkat – a FKK összetételéhez nagyon hasonló. Az U, a Zr, a Hf és az Y koncentrációját üledékes környezetben döntően a cirkon mennyisége határozza meg; a Nb és a Ta koncentrációja viszont a Ti-tartalmú nehézásványok (rutil, ilmenit) mennyiségétől függ (PRESTON et al. 1998; R. VARGA 2005). A legnagyobb nehézásvány-koncentráció a finom–aprószemcsés homokkövekre jellemző (R. VARGA 2005), amelyet a petrográfiai megfigyeléseink megerősítettek; így a hordalékszállítást és az üledékképződést kísérő hidrodinamikai osztályozódás is felelős a BAF eltérő szemcseméretű homokköveinek kémiai összetételében megfigyelt különbségek kialakításáért.

Az A2 agyagkövek és a H2 homokkövek kondritra (TAYLOR & MCLENNAN 1985; MCLENNAN 1989) normált RFF-eloszlása egyaránt frakcionált (határozott negatív Eu-anomáliával); egymáshoz, valamint a PAAS és a FKK referenciaértékekhez nagyon hasonló lefutású (*8c. ábra*). Az agyagkövekben azonban a PAAS-hez képest a RFF-ek dúsulását, a homokkövekben a FKK összetételéhez képest a RFF-ek szegényedését figyelhetjük meg.

Az A2 agyagkövek összes RFF-tartalma (ΣRFF) 207,70–240,33 közötti (*IV. táblázat*), amely jelentősen meghaladja a PAAS-re jellemző értéket (183,01). A RFF-ek frakcionációját jelző kondritra (TAYLOR & MCLENNAN 1985; MCLENNAN 1989) normált LaN/YbN hányados 8,61–10,66 között változik, a frakcionáció mértéke hasonló a PAAS összetételére jellemző értékhez (9,17). A könnyű RFF-ek frakcionációja (LaN/SmN=3,13–3,54) valamivel kisebb, a nehéz RFF-eké (Gd_N/Yb_N=1,63–1,95) nagyobb mértékű, mint a PAAS összetételét jelző hányadosok (La_N/Sm_N=4,27; GdN/YbN=1,36). Az Eu-anomália mértékét kifejező Eu/Eu* hányados, amely MCLENNAN (1989) módszere alapján az $Eu/Eu^* = Eu_N/(Sm_N{*}Gd_N)^{1/2}$ képlet alapján határozható meg, valamivel kisebb (0,55–0,64) – azaz a negatív Eu-anomália mértéke nagyobb –, mint a PAAS RFF-eloszlására jellemző érték (Eu/Eu*=0,66).

A H2 homokkövek RFF-tartalmát 88,95–106,87 közötti ΣRFF jellemzi (*IV. táblázat*), amely az A2 agyagkövekhez, valamint a PAAS és a FKK (ΣRFF=146,37) referenciaértékekhez képest lényegesen kisebb RFF-koncentrációt tükröz. A finomszemcsés homokkő RFF-tartalma meghaladja a középszemcsés homokkövekben mért koncentrációkat. A RFF-ek eloszlása frakcionált (La_N/Yb_N=7,42–10,52). A könnyű RFF-ek és a nehéz RFF-ek frakcionációja (La_N/Sm_N=3,18–3,74; Gd_N/Yb_N= 1,62–1,87), valamint a negatív Eu-anomália (Eu/Eu*=0,56–0,66) hasonló mértékű, mint az A2 agyagkövekben. A H2 homokkövekben a La_N/Sm_N arány kisebb, a



8. ábra. A H2 homokkövek felső kontinentális kéreg (FKK – McLENNAN 2001) átlagos összetételére normált főelem- (a) és nyomelem- (b) eloszlása; c) Az A2 agyagkövek és a H2 homokkövek kondritra (TAYLOR & McLENNAN 1985; McLENNAN 1989) normált RFF-eloszlása

Fig. 8 The upper continental crust-normalised (FKK, Hungarian abbreviation – McLENNAN 2001) major (a) and trace (b) element composition of H2 sandstone samples; c) Chondrite-normalised (TAYLOR & McLENNAN 1985; McLENNAN 1989) REE patterns of A2 claystone and H2 sandstone samples

Gd_N/Yb_N arány nagyobb, az Eu/Eu* arány általában kisebb, mint a FKK összetételét jelző hányadosok (La_N/Sm_N=4,20; Gd_N/Yb_N=1,40; Eu/Eu*=0,65).

Általános tapasztalat, hogy a pélitek teljes ritkaföldfémtartalma (ΣRFF) meghaladja a homokkövekben mért koncentrációkat, amely arra utal, hogy a ritkaföldfémek uralkodóan a finomszemcsés frakcióban dúsuló ásványokhoz kapcsolódnak (R. VARGA 2005). A BAF agyag- és homokköveinek RFF-eloszlása a kontinentális forrásterületű (felső kontinentális kéreg eredetű) törmelékes kőzetek ritkaföldfém-eloszlásának felel meg, amelyek általános jellemzője a könnyű ritkaföldfémek dúsulása és a negatív Eu-anomália (TAYLOR & MCLENNAN 1985; MCLENNAN 1989; R. VARGA 2005).

Az albitosodás hatása a Bodai Aleurolit Formáció törmelékes kőzeteinek kémiai összetételére

A diagenetikus albitosodást kísérő oldódási és újrakicsapódási reakciók lényegesen megváltoztatják a törmelékes kőzetek kémiai összetételét. Ezek az átalakulások a főelemek közül elsősorban a SiO_2, az Al_2O_3, a Na_2O, a CaO és a K_2O mennyiségét befolyásolják, továbbá a nyomelemek közül elsősorban a Ba, a Rb, a Sr, a Zn és az Pb koncentrációjában tükröződhetnek (MILLIKEN 1989; PRESTON et al. 1998).

A BAF vizsgált kőzettípusainak kémiai összetétele – a korábban részletezett ásványos összetételnek megfelelően – a diagenetikus albitosodáshoz kapcsolódó folyamatok módosító hatását tükrözi. Ennek eredményeként – a nagyobb törmelékes kvarc-, illetve diagenetikus albit- és karbonáttartalommal párhuzamosan – a BAF vizsgált kőzettípusai közül az aleurolitok és a homokkövek SiO_2- és Na_2O-tartalma a legnagyobb, amelyhez általában jelentős CaO-, MnO-, Sr- és Ba-tartalom kapcsolódik (*4. ábra*). Az agyagkövekben – a kisebb átlagos szemcsemérettel párhuzamosan – a rétegszilikátok (illit±muszkovit, klorit) és a hematit dúsulását a kiugróan nagy Al_2O_3-, Fe_2O_3-, MgO-, K_2O- és Rb-tartalom jelzi, amelyhez a Zn és az Pb mennyiségben megfigyelhető kis mértékű dúsulás társul (*7. ábra*).

Következtetések

Munkánk során a Bodai Aleurolit Formáció rétegsorából a leggyakrabban előforduló törmelékes kőzettípusok – agyagkő, aleurolit, homokkő és albitolit – ásványtani, kőzettani és geokémiai jellemzését és összehasonlítását végeztük el. Következtetéseink részben a korábbi megfigyelésekre (BARABÁS & BARABÁSNÉ STUHL 1998; MÁTHÉ 1998; ÁRKAI et al. 2000; R. VARGA et al. 2005), részben új XRD, petrográfiai és geokémiai adatokra támaszkodnak.

A BAF vizsgált kőzettípusainak ásványos összetételét összehasonlítva megállapítható, hogy az agyagkövekben az illit±muszkovit, a hematit és a klorit mennyisége kiemelkedő, valamint általában nagyobb, mint az albitolitokban, az aleurolitokban és a homokkövekben. Ezzel ellentétben – a nagyobb elsődleges porozitásnak megfelelően – a durvább szemcseméretű kőzettípusok albit-, kvarc- és karbonáttartalma jelentősen meghaladja az agyagkövekre jellemző értékeket. A homokkövekben a törmelékes földpátszemcsék „foltos" megjelenésű átalakulása, valamint jellegzetes kioltása a kis hőmérsékletű (diagenetikus) albitosodás következménye.

A vizsgált kőzettípusok kémiai összetétele – az ásványos összetételnek megfelelően – az albitosodáshoz kapcsolódó folyamatok módosító hatását tükrözi. Ennek eredményeként – a nagyobb törmelékes kvarc-, illetve diagenetikus albit- és kalcittartalommal párhuzamosan – az albitolitok, az aleurolitok és a homokkövek SiO_2- és Na_2O-tartalma a legnagyobb, amelyhez általában jelentős CaO-, MnO-, Sr- és Ba-tartalom társul. Az agyagkövekben a rétegszilikátok és a hematit dúsulását a kiugróan nagy Al_2O_3-, Fe_2O_3-, MgO-, K_2O- és Rb-tartalom jelzi.

A homokkövek petrográfiai vizsgálatával, valamint a diagenezis hatására kevésbé érzékeny nyomelemek (RFF) geokémiai értelmezésével a BAF lehordási területe is jellemezhető. A homok (illetve dara, azaz 2–4 mm) szemcseméretű törmelékanyagban kiemelkedő mennyiségűek a savanyú vulkáni kőzetek (láva és piroklasztit) lepusztulási termékei, amelyek a Gyűrűfűi Riolit Formáció képződményeinek eróziójából származnak. A metamorf eredetű törmelékanyagot valószínűleg a kristályos aljzat lepusztulása szolgáltatta. A felzikus átlagos összetételű lehordási területet erősíti meg az agyag- és homokkövek RFF-eloszlása, amely a felső kontinentális kéreg eredetű törmelékes kőzetek RFF-eloszlásával párhuzamosítható. Figyelemre méltó azonban az a petrográfiai megfigyelés, amely szerint a BAF homokköveiben neutrális–bázisos jellegű, vulkáni–szubvulkáni eredetű törmelékszemcsék is megjelennek. Ezek a szemcsék a BAF lehordási területén mafikus összetételű kőzetek jelenlétét feltételezik.

Köszönetnyilvánítás

A BAF kőzeteinek korábbi kémiai elemzési adatait, valamint az OTKA T 034924 téma (témavezető: SZAKMÁNY György) keretein belül részletes vizsgálatra kiválasztott fúrómag-, illetve porított kőzetmintákat a Mecsekérc Környezetvédelmi Rt. biztosította számunkra.

Szeretnénk megköszönni HARANGI Szabolcs, JÓZSA Sándor, MAJOROS György, MERÉNYI László, PINTÉR Farkas és HEINRICH Taubald – a kutatás különböző szakaszaiban nyújtott – segítségét és hasznos tanácsait. CSÁSZÁR Gézát és NÉMETH Tibort a kézirat lektorálásáért illeti köszönet. Ez a tanulmány a Mecsekérc Környezetvédelmi Rt. és a magyarországi radioaktív hulladékok elhelyezéséért felelős RHK Kht. engedélyével és támogatásával (színes fényképtáblák nyomtatási költségeinek fedezése) készült.

Irodalom – References

ÁRKAI, P. 1983: Very low- and low-grade Alpine regional metamorphism of the Paleozoic and Mesozoic formations of the Bükkium, NE-Hungary. – *Acta Geologica Hungarica* **26**, 83–101.

ÁRKAI, P., BALOGH, K., DEMÉNY, A., FÓRIZS, I., NAGY, G. & MÁTHÉ, Z. 2000: Composition, diagenetic and post-diagenetic alterations of a possible radioactive waste repository site: the Boda Albitic Claystone Formation, southern Hungary. – *Acta Geologica Hungarica* **43/4**, 351–378.

BALOGH, K. & BARABÁS, A. 1972: The Carboniferous and Permian of Hungary. – *Acta Mineralogica-Petrographica, Szeged* **20/2**, 191–207.

BARABÁS A. 1955: A mecseki perm időszaki képződmények. – Kandidátusi értekezés, Budapest, 100 p.

BARABÁS A. & BARABÁSNÉ STUHL Á. 1998: A Mecsek és környéke perm képződményeinek rétegtana. – In: BÉRCZI I. & JÁMBOR Á. (szerk.): Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana, MOL Rt.–MÁFI kiadvány, Budapest, 187–215.

Barabásné Stuhl Á. 1988: A Dél-Baranyai dombság és a Villányi-hegység permi képződményeinek kutatásáról készített összefoglaló jelentés IV. fejezete a permi képződményekről. – Kéziratos jelentés, MÉV Adattár, 301 p.

Demény, A., Fórizs, I. & Máthé, Z. 1996: A Preliminary Stable Isotope Study on a Potencial Radioactive Waste Repository Site in the Mecsek Mountains, Southern Hungary. – *Rapid Communications in Mass Spectrometry* **10**, 1415–1417.

Fazekas V. 1987: A mecseki perm és alsótriász korú törmelékes formációk ásványos összetétele. – *Földtani Közlöny* **117/1**, 11–30.

Frey, M. & Robinson, D. 1999: Low-Grade Metamorphism, Blackwell, Oxford, 313 p.

Fülöp J. 1994: Bodai Aleurolit formáció. – In: Fülöp J. 1994: Magyarország geológiája. Paleozoikum II, Akadémiai Kiadó, Budapest, 353–359.

Gold, P. B. 1987: Textures and geochemistry of authigenic albite from Miocene sandstones, Louisiana Gulf Coast. – *Journal of Sedimentary Petrology* **57/2**, 353–362.

Hassan, S., Ishiga, H., Roser, B. P., Dozen, K. & Naka, T. 1999: Geochemistry of Permian–Triassic shales in the Salt Range, Pakistan: implications for provenance and tectonism at the Gondwana margin. – *Chemical Geology* **158**, 293–314.

Hámos, G., Máthé, Z. & Majoros, Gy. 1996: The geology of Boda site Hungary, surface and URL based investigations. – *TOPSEAL '96* **2**, 196–199.

Herron, M. M. 1988: Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data. – *Journal of Sedimentary Petrology* **58/5**, 820–829.

Jakab A. 2005: A Gyűrűfűi Riolit kőzettani és geokémiai leírása. – Diplomamunka, ELTE Kőzettani és Geokémiai Tanszék, Budapest, 79 p.

Jámbor Á. 1964: A Mecsek hegység alsóperm képződményei. – Kéziratos jelentés, MÁFI Adattár, Budapest, 113 p.

Kastner, M. & Siever, R. 1979: Low temperature feldspars in sedimentary rocks. – *American Journal of Science* **279**, 435–479.

Kovács L., Hámos G. & Csicsák J. 2000: A Bodai Aleurolit Formáció telephely-jellemzési programjának jelenlegi állapota. – *Földtani Közlöny* **130/2**, 197–206.

Lee, J. I. & Lee, Y. I. 1998: Feldspar albitization in Cretaceous non-marine mudrocks, Gyeongsang Basin, Korea. – *Sedimentology* **45**, 745–754.

Máthé Z. (szerk.) 1998: A Bodai Aleurolit Formáció minősítésének rövidtávú programja, Kutatási zárójelentés 4. kötet, Ásvány-kőzettani, kőzetgeokémiai és izotóptranszport vizsgálatok. – Kutatási jelentés, Mecsekérc Környezetvédelmi Rt, Pécs, 76 p.

McBride, E. F., Land, L. S. & Mack, L. E. 1987: Diagenesis of Eolian and Fluvial Feldspathic Sandstones, Norphlet Formation (Upper Jurassic), Rankin County, Mississippi, and Mobile County, Alabama. – *AAPG Bulletin* **71/9**, 1019–1034.

McLennan, S. M. 1989: Rare Earth Elements in Sedimentary Rocks: Influence of Provenance and Sedimentary Processes. – In: Lipin, B. R. & McKay, G. A. (Eds): Geochemistry and Mineralogy of Rare Earth Elements. – *Reviews in Mineralogy* **21**, 169–200.

McLennan, S. M. 2001: Relationships between the trace element composition of sedimentary rocks and upper continental crust. – *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* **2**, 2000GC000109, 24 p.

Milliken, K. L. 1989: Petrography and composition of authigenic feldspars, Oligocene Frio Formation, South Texas. – *Journal of Sedimentary Petrology* **59/3**, 361–374.

Petschick, R., Kuhn, G. & Gingele, F. 1996: Clay mineral distribution in surface sediments of the South Atlantic: sources, transport, and relation to oceanography. – *Marine Geology* **130**, 203–229.

Preston, J., Hartley, A., Hole, M., Buck, S., Bond, J., Mange, M. & Still, J. 1998: Integrated whole-rock trace element geochemistry and heavy mineral chemistry studies: aids to the correlation of continental red-bed reservoirs in the Beryl Field, UK North Sea. – *Petroleum Geoscience* **4**, 7–16.

R. Varga A. 2005: Az őskörnyezeti viszonyok jellemzése a törmelékes üledékes kőzetek kémiai összetétele alapján. – *Földtani Közlöny* **135/3**, 433–458.

R. Varga A., Raucsik B. & Szakmány Gy. 2004: A Siklósbodony Sb–1 mélyfúrás feltételezett karbon–perm határképződményeinek ásványtani, kőzettani és geokémiai jellemzői. – *Földtani Közlöny* **134/3**, 321–343.

R. Varga, A., Szakmány, Gy., Raucsik, B. & Máthé, Z. 2005: Chemical composition, provenance and early diagenetic processes of playa lake deposits from the Boda Siltstone Formation (Upper Permian), SW Hungary. – *Acta Geologica Hungarica* **48/1**, 49–68.

SAIGAL, G. C., MORAD, S., BJORLYKKE, K., EGEBERG, P. K. & AAGAARD, P. 1988: Diagenetic albitization of detrital K-feldspar in Jurassic, Lower Cretaceous, and Tertiary clastic reservoir rocks from offshore Norway, I. textures and origin. – *Journal of Sedimentary Petrology* **58/6**, 1003–1013.

SEBESTYÉN, Z. F. 2002: Application of the Bootstrap Method for chemical data from the Boda Claystone Formation. – *Acta Geologica Hungarica* **45/2**, 207–217.

SOMOGYI J. 1965: A mecseki alsópermi összlet felső részének hullámfodrairól. – *Földtani Közlöny* **95/1**, 37–39.

TAYLOR, S. R. & MCLENNAN, S. M. 1985: The Continental Crust: its Composition and Evolution. – Blackwell, Oxford, 312 p.

VAN DE KAMP, P. C. & LEAKE, B. E. 1996: Petrology, geochemistry, and Na metasomatism of Triassic–Jurassic non-marine clastic sediments in the Newark, Hartford, and Deerfield rift basins, northeastern USA. – *Chemical Geology* **133**, 89–124.

WEAVER, C. E. 1989: Clays, Muds, and Shales. – Elsevier, Amsterdam, 819 p.

WILLAN, R. C. R. 2003: Provenance of Triassic–Cretaceous sandstones in the Antarctic Peninsula: implications for terrane models during Gondwana breakup. – *Journal of Sedimentary Research* **73/6**, 1062–1077.

Kézirat beérkezett: 2006. 02. 01.

Táblamagyarázat – Explanation of plates

I. tábla – Plate I

1–4. Barna zárványokat (Z) tartalmazó földpát szemcsék (F), amelyek kioltása blokkos–táblás szektor jellegű. A szemcsék pereméhez kapcsolódva pátos kalcit (C) cement, illetve a hasadási síkoknak megfelelően mikrites kalcit-helyettesítés fordul elő (1–2. kép: 4709/1 1932,4 m, 1N és +N; 3–4. kép: 4709/1 1883,8 m, 1N és +N). További rövidítések: Qm: monokristályos kvarc; Qp: polikristályos kvarc; M: mikroklin; Lm: metamorf kőzettörmelék

1–4. Feldspar grains (F) with brownish inclusions (Z) showing blocky to tabular sector extinction pattern. Sparry calcite (C) cement along grain margins and/or micritic calcite replacement along cleavage planes occur (photos 1 and 2 sample 4709/1 1932.4 m, 1N and +N; photos 3 and 4 sample 4709/1 1883.8 m, 1N and +N). Other abbreviations: Qm monocrystalline quartz; Qp polycrystalline quartz; M microcline; Lm metamorphic rock fragment

5. Radiolarit eredetű polikristályos kvarc (Qp) és vulkáni kőzettörmelék (Lv), 4709/1 1866,4 m (1N)

5. Polycrystalline quartz (Qp) representing radiolarite detritus and volcanic rock fragment (Lv), sample 4709/1 1866.4 m (1N)

6–8. Savanyú vulkanit (Lv) szemcsék, 4709/1 1932,4 m (6. kép, 1N) 4709/1 1866,4 m (7. kép, 1N) és 4709/1 1971,0 m (8. kép, 1N)

6–8. Acidic volcanic rock fragments (Lv), samples 4709/1 1932.4 m (photo 6, 1N), 1866.4 m (photo 7, 1N) and 1971.0 m (photo 8, 1N)

II. tábla – Plate II

1–6. Kvarc (Q), földpát (F) és mafikus fenokristályokat (amfibol utáni kalcit pszeudomorfóza) tartalmazó vulkanit (Lv) szemcsék, 4709/1 1971,0 m (1–2. kép, 1N és +N), 4709/1 1932,4 m (3. kép, 1N; 5–6. kép, 1N és +N) és 4709/1 1883,8 m (4. kép, 1N). További rövidítések: Qp: polikristályos kvarc; C: kalcit

1–6. Volcanic rock fragments (Lv) with quartz (Q), altered feldspar (F) and mafic mineral (calcite pseudomorph after amphibole) phenocrysts, samples 4709/1 1971.0 m (photos 1–2, 1N and +N), 1932.4 m (photo 3, 1N; photos 5–6, 1N and +N) and 1883,8 m (photo 4, 1N). Other abbreviations: Qp polycrystalline quartz; C calcite

7–8. Plagioklász (P) mikrolitokat tartalmazó neutrális–bázisos vulkanit szemcsék (Lv), 4709/1 1932,4 m, 1N (7. kép) és 4709/1 1883.8 m, 1N (8. kép)

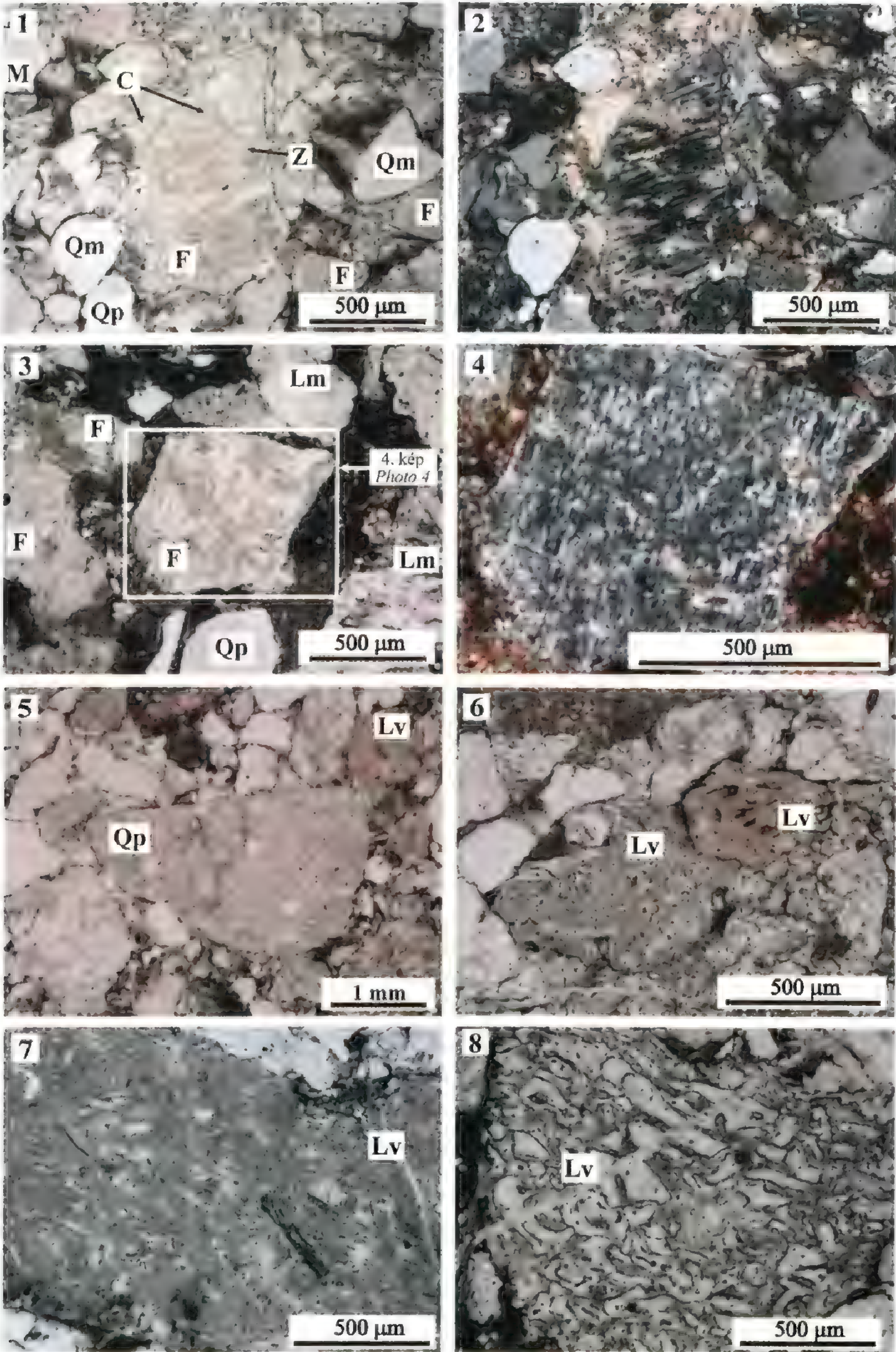
7–8. Intermediate–basic volcanic rock fragments (Lv) with plagioclase (P) microlites, samples 4709/1 1932.4 m, 1N (photo 7) and 1883.8 m, 1N (photo 8)

III. tábla – Plate III

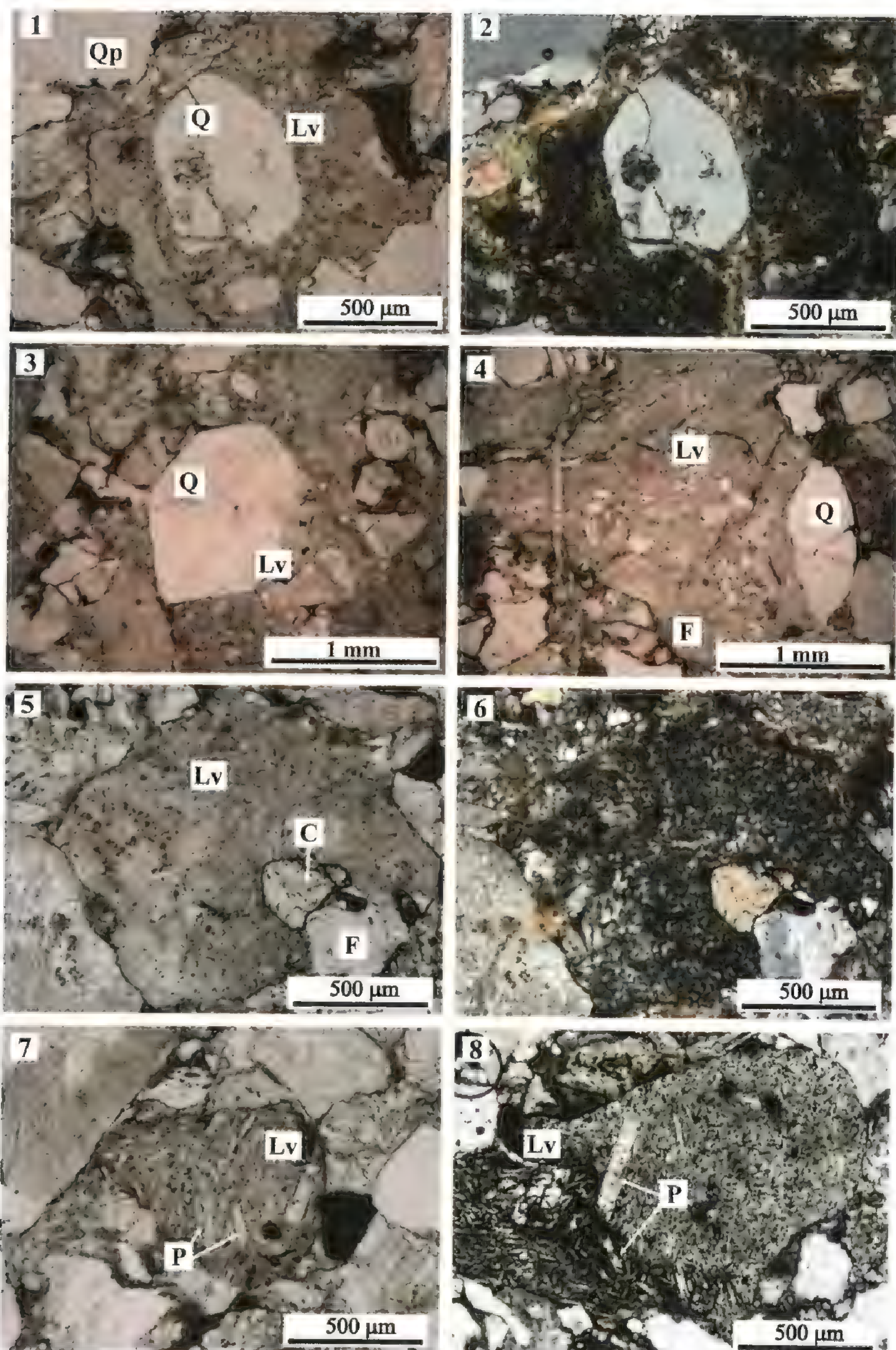
1–4. Nehézásványok dúsulása (nyilak) aprószemcsés homokkőben, 4709/1 1893,8 m (1N). Rövidítések: ci: cirkon; ap: apatit; tu: turmalin; ru: rutil; ks: krómspinell

1–4. Concentration of heavy minerals (arrows) in fine-grained sandstone, sample 4709/1 1893.8 m (1N). Abbreviations: ci: zircon; ap: apatite; tu: tourmaline; ru: rutile; ks: chrome spinel

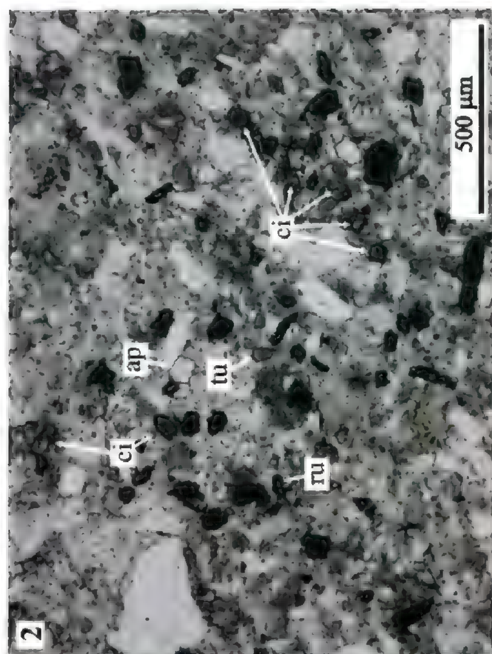
I. tábla – Plate I



II. tábla – Plate II

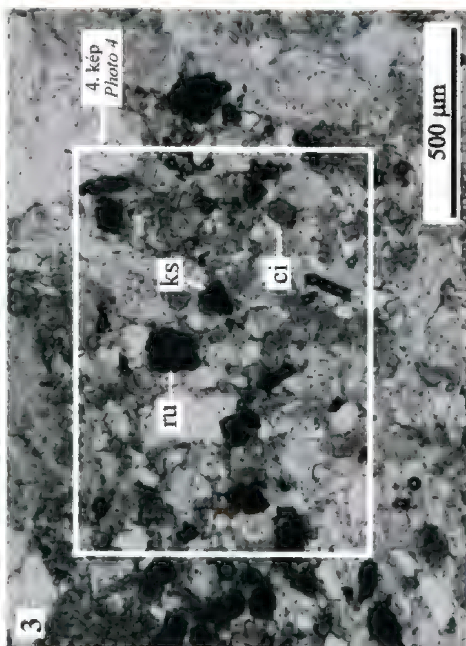


III. tábla – Plate III









Földtani Közlöny 136/2, 233–248. (2006), Budapest

A Szelim-barlang (Tatabánya) üledéksorának vizsgálata és fejlődéstörténetének vázlata

The study and historic reconstruction of the sedimentary sequence, in the Szelim Cave (Tatabánya)

Bradák Balázs[1] – Markó András[2]

(6 ábra, 4 táblázat)

*„...csak néma emlékek állnak rendelkezésére
és ezekből kell következtetnie arra a világra,
amely némának és léleknélkülinek látszik és az is marad,
míg csak ezeket a holt betűket életre nem keltjük."*
(Roska 1926)

*Tárgyszavak: Szelim-barlang (Tatabánya), mágneses szuszceptibilitás (MS), barlangi üledékek, jankovichi**

Keywords: Szelim Cave (Tatabánya, Hungary), magnetic susceptibility (MS), cave deposits, Jankovichian

Abstract

The investigation of cave sediments is one of the most important meeting points of Palaeolithic archaeology and earth sciences. In this paper a complex archaeological, geophysical and sedimentological analysis of the remains of the cave deposits in the Szelim Cave at Tatabánya, Hungary is presented.

The investigated sedimentary sequence of the Szelim Cave was reworked by erosion and mass movements destroyed the original stratification. This paper suggest that the layers of cave sediments can be identified by carrying out a complex sedimentological and archaeological analysis.

Magnetic susceptibility (MS) measurements were carried out on a cave sediment sequence for the first time in Hungary. To explain the MS curve grain size, $CaCO_3$ and humus analyses were completed.

The magnetic susceptibility and sedimentological investigation of the cave deposits of the "Anthropozoic" period was supplemented with an archaeological study. With this multidisciplinary approach the palaeoenvironment and the evolution of the Szelim Cave could be reconstructed.

Összefoglalás

Az őskőkori régészeti és negyedidőszaki földtudományi kutatások egyik fontos találkozópontja lehet a pleisztocén barlangi üledékek vizsgálata. A most vizsgált Szelim-barlang esetében az üledéksor eredeti települését tömegmozgásos, eróziós folyamatok írják felül. A régészeti emlékek és az őslénytani leletek korbesorolását is számos tényező befolyásolta, azonban részletes üledékföldtani vizsgálatokkal, MS mérésekkel és a régészeti eredmények feldolgozásával a barlangi üledéksor egyes rétegei azonosíthatóvá válnak.

A barlang anyagának vizsgálatakor először alkalmaztunk Magyarországon mágneses szuszceptibilitás (MS) méréseket barlangi üledéksor elemzésére. Az MS görbék értelmezését szedimentológiai vizsgálatokkal (pl. szemcseméret-eloszlás, humusz és kalcium-karbonát-tartalom meghatározása) egészítettük ki. Az „antropozoikum" maradványainak vizsgálata a barlang régészeti leleteinek értelmezésével vált teljessé.

Vizsgálataink végén, az üledéksor azonosított rétegeinek üledékföldtani tulajdonságai és mágnesezhetőség értékei alapján, felvázoltuk a rétegsor egy lehetséges fejlődéstörténetét.

A Szelim-barlang „folyosóján" megmaradt üledéksor összetett vizsgálata az ősföldrajzi környezet rekonstrukcióját elősegítő új eredmények mellett egyben a már meglévő adatok revízióját is jelenti.

[1]ELTE, Földrajz és Földtudományi Intézet, Természetföldrajzi Tanszék, 1117, Budapest Pázmány P. sétány 1/c, bradak.b@gmail.com

[2]Magyar Nemzeti Múzeum, 1088, Budapest, Múzeum krt. 14–16.

Bevezetés — A Szelim-barlang kutatása

A Kő-hegy (Nyugati-Gerecse) vastagpados Dachsteini Mészkő falában, a tengerszint felett 300 m, az Által-ér völgytalpa fölött 134 m magasságban helyezkedik el a Szelim-barlang (*1. ábra*). A legelső, feltáró kutatások során KESSLER Hubert pleisztocén és holocén gerinces-maradványokat, „prehisztorikus" cserepeket és három „őskőkorinak" meghatározott szilánkot gyűjtött (MOTTL 1933). Ennek nyomán indult meg 1934. május 11-én GAÁL István vezetésével a nagy felületű feltárás, minek során közel 2000 m³ földtömeget mozgattak meg, szinte kiürítve a barlangüreget (GAÁL 1935b). A néhol 12 m vastag rétegsorban sztratigráfiai, őslénytani és régészeti szempontból öt réteget (fentről lefelé A–E) és több szintet különített el, melyekről összegző leírás és szelvényrajz is született (GAÁL 1935a, b; 1936; 1941a; 1943), (*I. táblázat*).



1. ábra. A Szelim-barlang déli bejárata

Fig. 1 Southern entry (B) of Szelim Cave

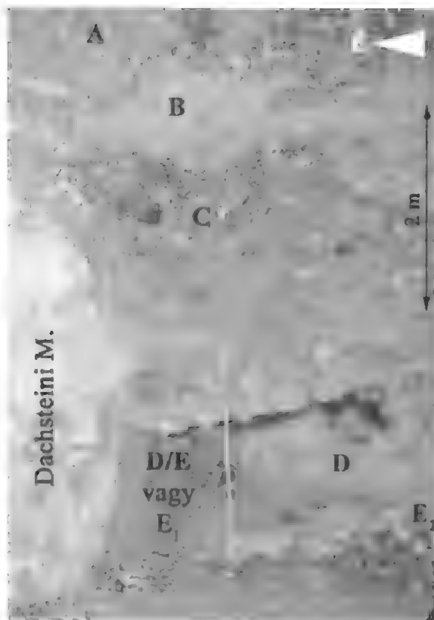
GAÁL a barlang feltárásával párhuzamosan bizonyítékot keresett a többszöri

I. táblázat. GAÁL (1935, 1936, 1943), a Szelim-barlang rétegsorához kapcsolódó, megfigyeléseinek és elképzeléseinek összegzése

Table I. Summarized results of GAÁL's investigation on the sedimentary sequence of Szelim Cave

<table>
<tr><td colspan="3">Szintek/ alszintek elnevezése</td><td colspan="4">Vastagság (összesen: 10–12,5 m)</td><td colspan="4">Jellemzőik</td></tr>
<tr><td colspan="3"></td><td>Gaál 1935</td><td colspan="2">Gaál 1936</td><td>Gaál 1943</td><td colspan="2">Üledékföldtani</td><td>Jelentősebb ősmaradványok</td><td>Régészeti eszközök</td></tr>
<tr><td>A</td><td></td><td>„jelenkori hordalék"</td><td>0,5–1,3</td><td colspan="2">n a.</td><td>1,5 (átlag)</td><td colspan="2">barna, humuszos tormelék</td><td>jelenkori emlőscsontok (háziállatok) és emberi csontvázak</td><td>cserépedények, kő-. és csonteszközok „neolit-kori" tűzhely</td></tr>
<tr><td rowspan="2">B</td><td>B</td><td>lösz$_1$</td><td rowspan="2">1,6 (átlag)</td><td rowspan="2">3,2–3,4</td><td>2,2–2,4</td><td>0,6–1,3</td><td rowspan="2">10 12 ezer év alatt képződött, (20 24 ka BP becsült kor)</td><td>világosabb sárga</td><td>hófajd, lemming, sarki nyúl, rénszarvas, zerge, gyapjas orrszarvú, rágcsálók maradványai</td><td>kőeszközök, faragott csontok, tűzhelyek (magdaléni)</td></tr>
<tr><td>B$_2$</td><td>lösz$_2$</td><td>1–1,2</td><td>0,3-1</td><td>sötétebb sárga, agyagos, kevésbé cementált és törmelékes</td><td>jávorszarvas, hiéna, mammut, orrszarvú, barlangi medve, rénszarvas</td><td>„babérlevélhegy" (solutréi);</td></tr>
<tr><td colspan="2">C</td><td>„hiénás réteg"; (lösz3?, Gaál I. 1939)</td><td colspan="4">0,2-4,4 („rendkívul változó, nagyon ingadozó")</td><td colspan="2">mészkőtörmelékes sotétbarna agyag, teknőszerű mélyedéssel</td><td>hiéna (dominál), barlangi medve (a zsákszerű mélyedésekben); berkenye gallytoredék, faszéntörmelék</td><td>medvebocs koponyatető bekarcolt ábrázolással, kőeszközok, fogpengék, tűzhelyek</td></tr>
<tr><td colspan="2">D</td><td>csillámos, szürke kvarchomok</td><td>2 (átlag)</td><td>0,8</td><td colspan="2">n.a.</td><td colspan="2">laza megtartású, folyóvízi eredetű (folyóterasz anyag)</td><td>hegyi fenyő maradvány; rénszarvas zápfog és agancstoredék, emberi fog</td><td>atipikus kőeszköz (moustiéri)</td></tr>
<tr><td>E</td><td>a–e, 1–5</td><td>sárga-barna barlangi agyag</td><td colspan="4">2 (átlag, idomul a barlangfenékhez)</td><td colspan="2">fekü, E_{1-5} humuszrétegekkel tagolva</td><td>lombos és tűlevelű novények faszénmaradványai</td><td>moustieri jellegű kvarcit és kovaipar</td></tr>
</table>

negyedidőszaki eljegesedésekre. Az egyes rétegek keltezéséről a különböző szemléletekhez (poliglacialista–monoglacialista) idomulva több elképzelés is napvilágot látott (GAÁL 1935b; MOTTL 1938). A kirobbanó tudományos, majd egyre inkább személyeskedő vita (MOTTL 1939, 1941a, 1942; GAÁL 1937a, 1942, 1943, 1952) során született közlések sajnos eltérően és egymásnak ellentmondóan határozzák meg az egyes rétegekből előkerült csont- és faszén-maradványokat, ami nagyban megnehezíti a környezet-rekonstrukciót. Az ásatás során legalább háromféle őskőkori ipar emlékei is előkerültek, melyek kora azonban ugyanezen okok miatt kétséges.



2. *ábra*. A Szelim-barlang 2005. évi szelvényének fényképfelvétele

Fig. 2 The studied sequence in the Szelim Cave, 2005

Az ötvenes évek végén VÉRTES (1958, 1959) üledékes kőzettani és ásványtani vizsgálatokat végzett a barlang üledékein, feltehetően a GAÁL által is vizsgált, kürtő alatti tanúfalon Az újabb összefoglaló jellegű régészeti munkákon kívül (VÉRTES 1965; T. DOBOSI 1975, 1999; GÁBORI-CSÁNK 1993) a negyedidőszak vizsgálati módszereinek folyamatos bővülése ellenére sem jelent meg új eredmény a barlangot kitöltő üledékekről.

Legutóbb barlangászok bontották meg a „folyosó" végi üledéket, amelynek során a korábban vizsgált profiltól 7,5 m-re új feltárás létesült (2. *ábra*). A szelvény üledékföldtani és geofizikai vizsgálatával megkíséreltük azonosítani a GAÁL (1935a,b; 1936; 1943) által felvázolt barlangi üledéksorozatot (*I. táblázat*), illetve rekonstruálni az üledékképződés szakaszait.

Alkalmazott vizsgálati módszerek

Az üledékek vizsgálata során meghatároztuk a jelenleg elérhető rétegek kalcium-karbonát-, szervesanyag- és nedvességtartalmát, illetve szemcseösszetételét BELLÉR & VARJÚ (1986), illetve GILÁNYI (1994) által leírt módszerekkel.

A szelvényben megjelenő $CaCO_3$ meghatározása Scheibler-féle gázvolumetrikus módszerrel („kalciméter") történt (2. *táblázat*).

A minták szervesanyag tartalmának meghatározását Tyurin módszerrel végeztük az ELTE Természetföldrajzi Tanszékének laboratóriumában. A laboratóriumi vizsgálatok során eredményül kapott szén (C%) és humusz (H%) aránya az üledék képződési körülményeire utal: a nagyobb szervesanyag-tartalmú üledék nedvesebb, enyhébb interstadiális, vagy interglaciális klímát, jelentősebb növényborítottságú környezetet jelez (2. *táblázat*).

Az anyagok higroszkópossága az adott üledék fizikai tulajdonságait (szövet, szemcseösszetétel), illetve a képződési környezet sajátosságait tükrözi, meg-

II. táblázat. A Szelim-barlang kitöltésén elkülönített rétegek színe, szerves anyag-, és karbonát-tartalma (2005)

Table II. Colour, organic matter and $CaCO_2$ content of the sediments filling the Szelim Cave (2005)

Réteg / *Layer*	Szín (Munsell-féle skála) / *Colour (Munsell scale)*		$CaCO_3$ tartalom / *$CaCO_3$ content*		Higroszkopósság - hy [%]	Agyagtartalom / *Clay content, based on hy* [A%]	Szervesanyag tart. / *Organic matter content*	
	Száraz állapot / Dry	Nedves állapot / Wet	Jelöléssel	$CaCO_3$ [%]			C%	H%
B	2.5Y8/2	2.5Y6/4	+++	60–65	2,09	24,35	0,14	0,24
C	10YR4/4	10YR4/3	++	5,1	3,11	34,70	0,24	0,41
D (dél)	2.5Y8/4	2.5Y5/4	0	<1	1,14	14,67	0,04	0,07
D (közép)	10YR7/1	10YR6/2	0	<1	1,20	15,24	0,04	0,06
D/E vagy E1	10YR6/3	10YR5/3	0	<1	2,42	27,68	0,37	0,64
E2	10YR6/2	10YR4/3	+	1,0	2,68	30,38	0,33	0,57

határozása a szemcseméret-vizsgálat során a minta nedvességtartalma szempontjából is fontos. A laboratóriumi elemzések eredményeként a különböző vízgőztenziójú tértől függően, a légszáraz nedvességet (Lszn), illetve a Kuron-féle higroszkóposságot (hy%) kapjuk (*II. táblázat*).

A minták szemcseösszetételének meghatározása Sartorius szedimentációs mérleggel történt. A homok (>125 mm) és finomhomok frakciókat (0,063–0,125 mm) a minta üveghengerbe helyezése előtt szitával választottuk le. A vizsgálatok során megmaradt anyag nedves szitálásával elkülönített kvarc és mészkő kavics-, illetve homokanyagot a szállítóközeg meghatározása céljából binokuláris mikroszkóppal vizsgáltuk.

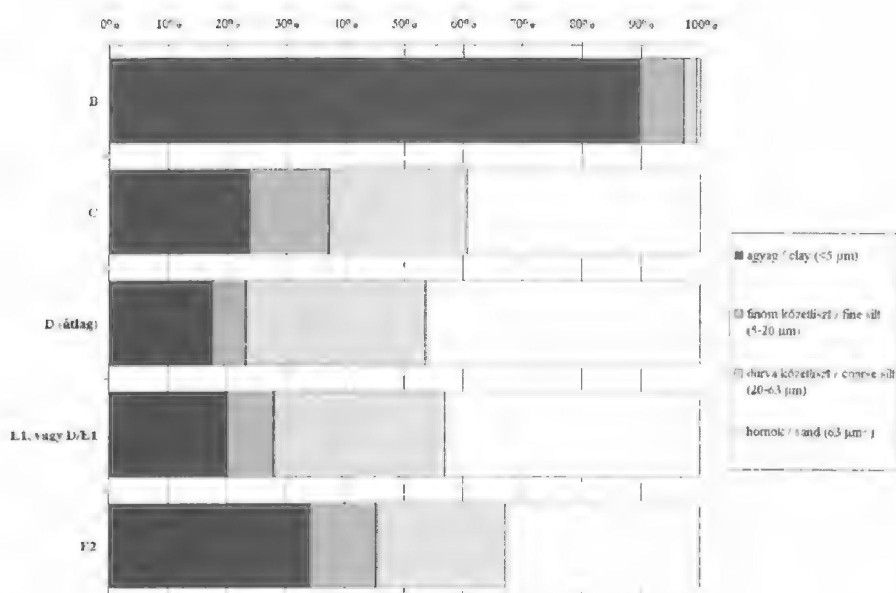
A vizsgálatok során minden rétegből három-három mintát elemeztünk, majd az egy réteghez tartozó, a lehetséges szélső értékek kiszűrése miatt átlagolt eredményeket (*III. táblázat*), szemcseméret-eloszlási diagramon is ábrázoltuk (*3. ábra*).

A terepi vizsgálatok részét képezték a tanúfalon elvégzett mágneses szuszceptibilitás (MS) mérések. Az MS mérésekkel a ferro- és paramágneses

III. táblázat. A Szelim-barlang vizsgált szelvényének szemcseméret eloszlása (2005)

Table III. Grain size distribution of the studied profile of Szelim Cave (2005)

Réteg / Layer	Szemcseméret eloszlás / Grain size distribution [m%]				
	agyag / clay (<5 μm)	finom kőzetliszt / fine silt (5–20 μm)	durva kőzetliszt / coarse silt (20–63 μm)	finom homok / fine sand (63–125 μm)	homok / sand (125 μm<)
B	89,59	7,61	1,23	0,97	0,59
C	23,81	13,46	19,17	4,23	39,33
D (átlag)	17,42	5,78	22,63	7,88	46,29
E_1 vagy D/E_1	20,02	7,92	14,36	14,61	43,1
E_2	34,16	11,14	18,64	3,21	32,84



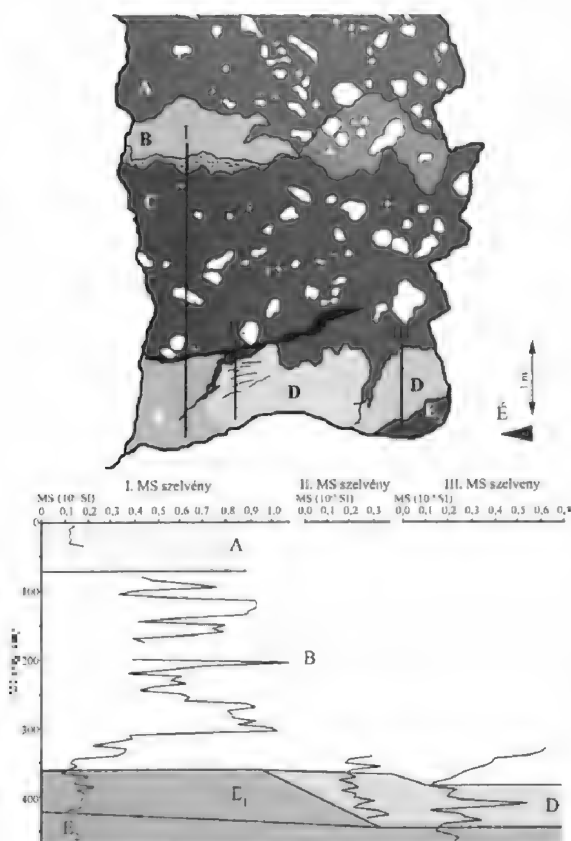
3. ábra. A Szelim-barlang 2005. évi szelvényének szemcseeloszlási adatai (rétegek jelölése a GAÁL-féle elnevezések alapján (GAÁL 1936, 1943)

Fig. 3 Grain size distribution of the sedimentary fill of the Szelim Cave, 2005, (legend after GAÁL 1936, 1943)

ásványok aránya mutatható ki. Ezt számos tényező, egyrészt a minta kőzettani sajátosságai, másrészt a talajosodás foka, illetve a klímaváltozások hatásai is befolyásolhatják. Magyarországon, bár a módszer alkalmazása nem terjedt el széles körben, már a hetvenes évek vége óta folynak ilyen vizsgálatok (MÁRTON 1979a, b). Újabban a jelentősebb löszfeltárások mágneses szuszceptibilitás görbéjét PÉCSI et al. (1995), SARTORI et al. (1999), illetve PANAIOTU et al. (2001) elemezték és illesztették a globális párhuzamosításra használt oxigénizotóp-görbéhez. A Gödöllői-dombság egyes löszfeltárásaiban, valamint a süttői édesvízi mészkőbánya fedőjében található lösz-paleotalaj üledéksorán HORVÁTH & BRADÁK (2003, 2004), valamint Tata-Porhanyó-bánya régészeti lelőhely löszös üledékén RUSZKICZAY-RÜDIGER & BRADÁK (2005) végzett MS mérésekkel kiegészített vizsgálatokat, illetve készített ősföldrajzi-környezeti rekonstrukciót. A lösz-paleotalaj összletek MS vizsgálata mellett folyóvízi üledéksoron NÁDOR és munkatársai (2000, 2003) végeztek vizsgálatot.

Nemzetközi viszonylatban, negyedidőszaki barlangi üledékek vizsgálata során számos esetben alkalmaztak mágneses szuszceptibilitás méréseket klíma- és őskörnyezet rekonstrukció céljából (például: ELLWOOD et al. 1995, 1996, 1997, 1998, 2004), Magyarországon azonban, tudomásunk szerint, barlangi üledéksoron még nem történt MS mérés.

Jelen vizsgálatokat Kappameter KT-5 kézi mágneses szuszceptibilitás mérő műszerrel végeztük. A $1\cdot10^{-5}$ SI érzékenységű, 10 kHz frekvencián működő műszer a méréskor automatikusan változó maximális érzékelési határa 9,99; 99,9; illetve $999\cdot10^{-5}$ SI egység. A műszer –10 és +55 °C fok között alkalmas mérésre, a pontos mérésekhez elengedhetetlen a feltárás falának megtisztítása, elegyengetése. A



4. ábra. A Szelim-barlang 2005. évi szelvényében mért mágneses szuszceptibilitás (MS) görbék és a tanúfal vázlata

Fig. 4 Magnetic susceptibility (MS) curves of the studied sedimentological sequence in Szelim Cave

barlangban a tanúfal három függőleges szelvényében, 5 cm-es közönként mértünk, minden egyes szintben háromszor. A mérési eredményeket átlagolva folyamatos görbét kapunk eredményül (*4. ábra*).

A Szelim-barlang üledékeinek összetett vizsgálata

A vizsgált üledékmaradvány a Szelim-barlang hátsó részében („folyosó”), a GAÁL (1952) és VÉRTES (1958, 1959) által leírt szelvénytől 7,5 m távolságra, egy beszakadás alatt helyezkedik el (*2. ábra*). Az üledékeket különböző tömegmozgásos jelenségek, omlások, beszakadások halmozzák át, ezért a barlangi rétegsor csak a terepi és laboratóriumi elemzések, az MS görbe és GAÁL (1935b, 1936) leírásainak segítségével rekonstruálható (*4. ábra*).

Az általunk észlelt barna agyag feltehetően a KADIĆ (1937) által említett, a GAÁL-féle tagolásban (1941) az E réteget alkotó, barna (10YR6/2 száraz; 10YR4/3 nedves), humuszos E_2 szinttel lehet azonos. A szelvényünk legalsó, déli részén megjelenő, az üledéksorozat feküjéül szolgáló, sötétbarna színű szintet a vizsgálatok alapján magas agyag (34,16%, a higroszkóposság alapján számított A%: 30,38%)-, és szervesanyag-tartalom (C%: 0,33, H%: 0,57) jellemzi (*II.* és *III. táblázat*). A magas agyagtartalom mellett a szemcseméret-eloszlás vizsgálata ebben a szintben is meglepően sok homokot mutatott (32,84%-ot). A nedves szitálás során kapott kevéssé gömbölyített és alig csiszolt felületű kavics is a barlangba szivárgó, időszakosan lefolyó vizek meglétéről árulkodhat. A réteg alacsony $CaCO_3$ tartalma (1%) az átöblítő folyamatok megléte, az éles réteghatár(ok), a magas homoktartalom és a kavics megjelenése pedig, a réteg erodáltsága és a D réteg diszkordáns települése mellett szólnak.

A mágneses szuszceptibilitás mérések során csak az E_2 szint felső, átmeneti részének értékeit sikerült meghatározni. Az átlag $0{,}20\times10^{-3}$ SI a homok és a löszszerű üledékek közti értéket mutat (*4. ábra,* I. MS szelvény felső szakasza).

A feltárásban a barna agyagos rétegre mintegy 1 m vastag, szürkés-sárga árnyalatú homokos, kőzettörmelék-mentes réteg települ. A homokot horizontálisan, szabad szemmel, három egységre különítettük el (*4. ábra*).

A barlangi üledék alsó szakaszának északi oldalát homogén, sárga színű (10YR6/3; 10YR5/3) anyag (feltételezhetően a D/E átmeneti, vagy E_1 réteg a *4. ábrán*) alkotja. Véleményünk szerint a barlangi rétegek kiékelődése következtében, diszkordánsan a C réteg alatt, a D réteggel „egy vonalban", az E_2 szintet fedő, sárga színű, máshol erodált E_1 szint is megjelenhet. Ezt az elképzelést támaszthatja alá a magas agyag- és szervesanyag-tartalom is, amely valószínűleg az E réteg sajátossága. A szervesanyag véleményünk szerint a fedő szürke homokos réteg alacsony C% és H% értékei miatt nem származhat a felsőbb szintekből. A D réteghez hasonló magas homoktartalom (43,1%, *III. táblázat*) az eredetileg fedő ebben a szelvényrészben azonban erodált D szintből keveredhetett az E_1 szint anyagához.

Az E_1 réteg éles határral különül el horizontálisan a középső és déli rétegrésztől és vertikálisan a fölötte húzódó barna színű, agyagos, mésztörmelékes rétegtől. A higroszkóposság értékei (hy%: 2,42), a higroszkóposságból képzett agyagtartalom (A: 27,68%), a szervesanyag-tartalom (C%: 0,37; H%: 0,64) és a szemcseméret eloszlás értékek alapján is elkülönül a réteg a horizontálisan mellette elhelyezkedő szürke, csillámos homoktól (*II.* és *III. táblázat*). Az E_1 rétegnek nem volt kimutatható $CaCO_3$ tartalma.

A mágnesezhetőség értékek (*4. ábra*, I. MS szelvény alsó része) átlagosan 0,10 - $0,20\times10^{-3}$ SI között mozogtak. Az egység homogenitását az MS görbe is tükrözi, a szürke, homokos réteggel szemben nincsenek benne kiugró értékek, kicsi az adatok szórása (0,036). A mágnesezhetőség azonban homokokra jellemző értéket mutat (átlag MS: $0,15\times10^{-3}$ SI).

A vizsgálatok során, a középső és a déli rétegrészt, a üledékes kőzettani vizsgálatok és a szitán fennmaradó homok közé keveredő muszkovit pikkelyek miatt a GAÁL által leírt D szintként határoztuk meg a szürke színű réteget ($D_{dél}$: 2.5Y8/4, 2.5Y5/4; $D_{közép}$: 10YR7/1, 10YR6/2).

A réteg középső egységét különböző sötétebb színű betelepülések tagolják (*5. ábra*). Ezen szakasz heterogenitását az MS vizsgálatok is jól tükrözik (*4. ábra*, II. MS szelvény). Az átlagos $0,20\times10^{-3}$ SI értékek mellett kiugró, 0,40-$0,50\times10^{-3}$ közé eső értékeket is találunk, melyek a sötétebb, feltehetően a fedőüledékhez kapcsolható, agyagos sávokként azonosíthatóak.

A déli, szintén heterogénebb ($0,12–0,54\times10^{-3}$ SI) szelvényrész (*4. ábra*, III. MS szelvény) alján már felfedezhető a réteg feküjéül szolgáló agyagos üledék (E_2) legfelső horizontja.

A szemcseeloszlás alapján a középső és a déli üledékegységek (*4. ábra*, D) egyértelműen homokként azonosíthatók ($D_{homok\ és\ finom\ homok\ frakció}$: 45–50%). A vizsgált réteg a higroszkóposság értékek (hy%: 1,14–1,20) alapján



5. ábra. A D réteg rétegzettsége a 2005. évi szelvényben.

Fig. 5 The shipped bedding of layer D

szintén homok, agyagos homok (nagyobb arányát valószínűleg a rétegbe betelepülő sávok és lencsék adják). Az üledékekben csak nyomokban (<1%) volt fölfedezhető $CaCO_3$, mely jelentős kilúgozódásra utal.

A középső rétegrész felső szakaszán megfigyelt lencsés, sávos betelepülések az üledék képződését záró, időszakossá váló lefolyások hatására utalnak (REINECK & WUNDERLICH 1968). Ezt alátámasztják a döntően kvarc, elvétve mészkő anyagú kavics darabok, melyek között a binokuláris mikroszkópos vizsgálatok során csiszolatlan felületű, szinte koptatásmentes kvarctörmeléket is találtunk. Az időszakosan (le)szivárgó vizek jelenlétére utalhat a kevésbé osztályozott anyag is (BALOGH 1991).

A D rétegre egy mészkőtörmelékes, jellegzetes sötétbarna színű (10YR4/4; 10YR4/3), tömöttebb réteg települ, melyet a GAÁL-féle „hiénás agyag"-gal (GAÁL 1935a, b; 1936), (C réteg, 2. és 4. *ábra*) azonosítottunk. Vastagsága GAÁL feljegyzései szerint 0,2 és 5,3 m között változott, a szuszceptibilitás szelvényen 2–2,5 méter vastagságú rétegként jelent meg. Az MS görbe értékei 0,4 és $1{,}1\times10^{-3}$ SI között mozogtak, az értékek nagy szórása az üledék kőzettörmelék tartalmának zavaró hatására vezethető vissza. A típusos lösznél és homokoknál ($\sim0{,}10\times10^{-3}$ SI) magasabb, $0{,}70–1{,}10\times10^{-3}$ SI érték a lösz-paleotalaj sorozatok görbéin a fejlett fosszilis talajokra jellemző. A réteg, más szintekhez viszonyított magas szervesanyag tartalma és a szuszceptibilitás értéke alapján lehetségesen a felszínről behordódott talajmaradvány. A nagyfokú áthalmozottsága miatt jellegzetes paleotalajtani bélyegek (pl. gyökérjáratok) szabad szemmel és binokuláris mikroszkóppal már nem voltak azonosíthatóak.

Feltehetően a tömegmozgásos folyamatoknak köszönhetően nem azonosítható az összefüggő, a C rétegre települő, 1,6 m-3,4 m vastag, GAÁL-féle löszös B réteg. A feltárás felső részét képező feketésbarna színű, mészkőtörmelékes, szint azonban lencseszerűen világossárga (2.5Y8/2; 2.5Y6/4), kőzettörmelékkel kevert üledéket foglal magában (2. és 4. *ábra*, B). A vizsgált réteg legnagyobb vastagsága 70 cm, a barlang északi falától távolodva kiékelődik.

Ennek a rétegmaradványnak az anyaga rendelkezett a legmagasabb, 60–65% $CaCO_3$ tartalommal, melynek csak egy része tulajdonítható a finomszemcsés (agyag-kőzetliszt) mátrix által befogadott meszes kőzettörmeléknek, másik része a löszszerű üledékek sajátossága. A jelentős mennyiségű kalcium-karbonát kötő- és törmelékanyag sósavval történő eltávolítása után, finom, „púderszerű" anyagot kaptunk. A kiemelkedő agyag (89,6%), illetve a kőzetliszt (~9–10%) frakció és a higroszkóposság értéke (hy%: 2,09) alapján a rétegmaradványt agyagként határoztuk meg. A réteget alkotó anyag makroszkópos sajátosságai, színe, szövete alapján azonban inkább egy nagyon finom szemcsés, $CaCO_3$-al erősen átitatott löszhöz állt közelebb. Az agyag frakció arányának megnövekedése visszavezethető arra, hogy ezen a mintán az ülepítés előtt sósavval eltávolítottuk a $CaCO_3$ kötőanyagot. A dekalcifikálás során a nagyobb szemcseméretű, nem cementáló anyagok is oldódhattak. Ezt az elképzelést támasztja alá az is, hogy a higroszkóposság értékekből képzett agyagtartalma csak 24,35% volt (2. *táblázat*)! Ezt a vizsgálatot nem dekalcifikált mintán végeztük el. Az előkészítés nélkül azonban az összecementált szemcsék a nagyobb szemcsetartományok felé „húznák" az eredményeket.

A (löszös)-agyagos szint (B) a feltárásról készített mágnesezhetőség görbe (*4. ábra*, I. MS szelvény) kezdő szakaszán, 0,15–0,2×10^{-3} SI értékkel jelenik meg. Ez a mátrixban nagy mennyiségben előforduló mészkőtörmelék miatt kisebb érték, mint a felszínen, löszös üledékekben mért átlagos szuszceptibilitás (~0,3×10^{-3} SI). A löszös betelepülés a makroszkópos hasonlóság, illetve a szemcseeloszlási és karbonát-tartalom vizsgálatok alapján a Gaál-féle B réteg maradványának felel meg. A harmincas években megfigyelt, kőzettanilag, faunaelemek alapján és régészetileg megkülönböztetett szintek (B_1, B_2: GAÁL 1935b, 1936, 1944) közül a kiugró agyagtartalom miatt a réteg feltehetően az alsó, B_2 szinttel, vagy annak maradványával egyező. Ez ellen szól azonban az üledék nagy törmeléktartalma (*I. táblázat*). A felső, B_1 szintre utaló jegyek (kevésbé agyagos, világosabb színű) az összehasonlítás hiányában nem voltak azonosíthatóak. Az üledék feltehetően a holocénban történt felszakadás folyamán szinte teljesen lepusztult. Az A és C réteg között, a B réteg csonkja alatt, egy kevésbé durva kőzetanyagú törmelékes szint követésével, a szöveti különbségre alapozva húzható meg egy feltételezett denudációs szint. Az MS görbén ez a jelentős törmelékanyag tartalmú 30–40 cm vastag szint mérési hiányként jelenik meg.

A holocén „A" réteg nem jelenik meg tisztán, az omlások, a barlang boltozatának felszakadása során teljesen átkeveredett. A feltárás felső részén barnás fekete mátrixú, változatos nagyságú mészkőtörmelékes agyaggal lehet azonos.

Összegzés a Szelim-barlang rétegeinek koráról

A rétegsor alsó tagjait (E és C réteg) JÁNOSSY (1979) a kora-würm Subalyuk fauna fázisánál tárgyalja; VÖRÖS (2000) ezeket néhány mousteri, korai-szeletai, illetve jankovichi leletegyüttessel együtt a középső-würm Szeleta fauna fázisába sorolta át (*IV. táblázat*).

MOTTL (1941a) szerint a Szelim-barlang legalsó rétege „enyhe-mérsékelt, humidus" klíma alatt képződött. GAÁL (1941b) Milanković–Bacsák klímagörbéjéhez igazított értelmezésében a riss–würm interglaciális meleg, enyhe, átmeneti és hűvös időszakaiként jellemzi az E réteg különböző szintjeit. VÉRTES üledékes-kőzettani vizsgálatai is szintekre bontva jellemzik a réteget, mely szerint az E_3 és E_2 szint hűvös, de nem glaciális éghajlat, az E_5, E_4 és E_1 szint enyhe, interstadiális, vagy interglaciális időszak alatt keletkezett. RINGER (1988, 1989a, b; KORDOS & RINGER 1991) a barlangi üledékek, a lösz-paleotalaj rendszerek és a régészeti kutatások párhuzamosítása során az OIS 5 klímazóna fontosabb lelőhelyei között a Szelim-barlang 5. rétegét is felsorolja, mint ami megfelel a GAÁL-féle nevezéktan szerinti E rétegnek. (KORDOS & RINGER 1991).

Az Magyar Nemzeti Múzeum (MNM) gyűjteményében az E_2 rétegből két, nem korhatározó jelentőségű kvarcit szilánk (Ö. 50/1935 és Pb. 51/166) származik; ezek a leírások szerint a barlang hátsó részében kerültek elő.

A D réteg erősen váltakozó, átlagosan 2 m vastagságú, laza, csillámos szürke homokját GAÁL eleinte teljes egészében (1935a, b; 1941b), majd később (1952) csak a réteg alsó részét (D_2) folyóvízi, a felső D_1 réteget eolikus eredetűnek tartotta. VÉRTES (1958) ezt a szintet szintén futóhomoknak vélte, noha szedimentológiai vizsgálatai szerint a D és E_1 réteg nedves, enyhe éghajlaton képződött. Az innen

IV. táblázat. A régészeti, őslénytani, rétegtani eredmények és a környezetrekonstrukció párhuzamosítása

Table IV. Comparsion of archaeological, palaeontological, stratigraphical data and the palaeoenviromental reconstruction

<table>
<tr><th>Szint</th><th>MOTTL (1941a)</th><th>GAÁL (1952)</th><th>VÉRTES (1958)</th><th>JÁNOSSY (1979)</th><th>RINGER (1989a, b); KORDOS, RINGER (1991)</th><th>GÁBORI (1976); GÁBORI-CSÁNK (1984, 1993).</th><th>VÖRÖS (2000)</th><th>Az egyes rétegek kialakulásához kapcsolt őskörnyezeti rekonstrukció</th></tr>
<tr><td>A</td><td>holocén</td><td>holocén</td><td></td><td></td><td></td><td></td><td></td><td>felszakadás. omlás</td></tr>
<tr><td>B_1</td><td>W_3 vége</td><td>W_{2-3}/W_3</td><td>W_3 eleje/vége</td><td rowspan="2">W_3 nél (pilisszántói fázis) idősebb</td><td rowspan="3">OIS 5a, 5c, 4</td><td></td><td rowspan="2">W_{2-3} (istállóskői fázis)</td><td rowspan="2">mészkőtörmelékes, löszös anyag, / szárazabb, löszképződési periódus (B_1–B_2?)</td></tr>
<tr><td>B_2</td><td>W_3 eleje</td><td>W_{1-2} vége (!)</td><td>W_2 tundrai fázisa</td><td>W_1 (OIS 5-4)</td></tr>
<tr><td>C</td><td>W_{2-3}</td><td>W_{1-2}</td><td>W_{1-2}, W_1 kont. vége</td><td rowspan="8">W_1 (subalyuki fázis)</td><td></td><td rowspan="8">W_2 (szeletai fázis)</td><td>mészkőtormelékes barna agyag, / nedvesebb, enyhébb periódus, növényborítottság</td></tr>
<tr><td>D</td><td>W_1</td><td>W_1, ill. $W_{1\ 2}$</td><td>W_1 aktív szubtrópusi</td><td></td><td>W_1</td><td>szürke homok / erőteljes erózió, ill. időszakos vízfolyásokból homok akkumuláció</td></tr>
<tr><td>E_1</td><td rowspan="5">R/W</td><td>R/W vége</td><td rowspan="3">W_1 kont. eleje</td><td rowspan="5">OIS 5 (R/W)</td><td></td><td>sárga homokos-agyag / E_1/D (?), növekvő erózió</td></tr>
<tr><td>E_2</td><td>R/W csúcsa</td><td></td><td>feketésbarna agyag / nedvesebb, enyhébb periódus, növényborítottság</td></tr>
<tr><td>E_3</td><td rowspan="3">R/W eleje</td><td></td><td></td></tr>
<tr><td>E_4</td><td rowspan="2">R/W vége</td><td></td><td></td></tr>
<tr><td>E_5</td><td></td><td></td></tr>
</table>

származó fauna- és faszénadatok körül sok a bizonytalanság. GAÁL (1934, 1952) rénszarvas-maradványokról és egy emberi fogról tesz említést, a JÁNOSSY által revideált fauna csak mamut-maradványokat tartalmaz (VÉRTES 1958, 1965). Az őslénytani adatok alapján egyidős az azonos faunahullámba tartozó fekü- és fedőrétegekkel (JÁNOSSY 1979; VÖRÖS 2000). A feltárt „tűzhely" faszeneit HOLLENDONNER *Pinus montana*-ként határozta meg (GAÁL 1938), míg STIEBER újrahatározása szerint a *Pinus* sp. mellett lombos fa (*Prunus*?) is előfordul (VÉRTES 1958; 1965).

Régészeti leletekben a D réteg meglehetősen szegény: az MNM gyűjteményében három, kulturális, illetve kormeghatározásra nem alkalmas régészeti lelet található: egy enyhén retusált (másodlagos leválasztásokkal megmunkált szilánk, penge stb.) radiolaritszilánk, egy kvarcitszilánk töredéke és egy kvarcitkavics. A leleteket rétegtani helyzetük alapján GAÁL (1935b, 1938) a *késő-mousteri*, vagy *„hideg mousteri"*, GÁBORI-CSÁNK (1993) pedig a kora-würmbe sorolta.

Vizsgálataink alapján a réteg a barlangba időszakosan, változó üledékszállítási képességgel beáramló, változatos szemcseanyagú hordalékot szállító vizekből ülepedett le.

A „hiénás" C réteget GAÁL (1935b, 1936, 1941a) az enyhe éghajlatú *aurignaci*, vagy *protosolutrié* időszakba sorolta, egyebek mellett az innen meghatározott berkenye (*Sorbus aucuparia*, illetve *S. torminalis*: GAÁL 1934, 1935b, MOTTL 1941b) alapján. Ez azonban GREGUSS (1940) szerint bizonytalan, STIEBER szerint recens szennyeződés (VÉRTES 1965). GAÁL egy helyen (1943) emellett lombos fát és erdei fenyőt is említ. MOTTL (1941a) az emlősmaradványok vizsgálatára alapozva a W_{2-3} (*protosolutréi*), „hűvös-mérsékelt, humidusabb" időszakába sorolja az üledék keletkezését.

VÉRTES (1958) üledékes-kőzettani vizsgálatai alapján a C réteg alsó részét a W_1 „kontinentális szakaszának végére", hűvös, száraz időszakra, a felsőt a W_{1-2} enyhe és száraz idejére helyezte. Az általa (VÉRTES 1965) említett „szeletai jellegű" bulbusos (szándékosan leválasztott rész) radiolarit szilánk nem azonosítható a Nemzeti Múzeum gyűjteményében ma megtalálható három atipikus kőeszközzel.

Véleményünk szerint a réteg keletkezése csak feltételesen tehető a würm interpleniglaciális (OIS 3) valamelyik szakaszára, esetleg a kora-würm végének interstadiálisára (Odderade, OIS 5a), a sztratigráfiai kérdések tisztázásához további kisemlős-rétegtani, abszolút kronológiai illetve, más barlangban felvett, az összehasonlító vizsgálatokat előremozdító, vagy akár megkérdőjelező MS szelvényekre lenne szükség.

A B_2 réteg faszén mintái HOLLENDONNER meghatározása szerint lombos és tűlevelű fák (GAÁL 1944, v. ö. 1934) maradványainak bizonyultak, míg a B_1 rétegből, a D réteghez hasonlóan „hegyi fenyő" került elő (GAÁL 1937a, 1944). STIEBER a sajnos tovább nem tagolt rétegből cf. *Quercus*, lombos fa és fenyő faszeneket határozott meg (VÉRTES 1965).

MOTTL (1941a) az egész réteget, függetlenül a többosztatúságától, a hideg, kontinentális klímával jellemzett W_3 fázisba sorolta, szemben VÉRTES (1965) üledékföldtani vizsgálatokon alapuló elképzelésével, mely szerint a réteg enyhe, száraz éghajlaton képződött, valószínűleg a W_2 „óceáni fázisában". A B_{1-2} rétegek faunáját JÁNOSSY (1979) a pilisszántói faunahullámnál kissé idősebbnek sorolta be, VÖRÖS (2000) újabban az istállóskői fauna fázisba tartozónak tekinti.

A harmincas évek ásatási anyagából egyetlen régészeti lelet köthető bizonyosan a B_2 réteghez, egy szentgáli típusú radiolaritból készült Volgográd-típusú kés. Emellett valószínűleg ide tartozik az egy ismeretlen rétegből származó, szilánkon kialakított *jankovichi*-jellegű levélkaparó és egy inverzen retusált penge proximális töredéke. A magasabban fekvő, B_1 rétegből *magdaleni* leleteket írt le GAÁL (1935b).

GÁBORI (1976) és GÁBORI-CSÁNK (1984, 1993) a Szelim-barlang B_2 rétegét és az általuk feltételezett *jankovichi* ipart a W_1 kezdetére, illetve a hidegcsúcs előtti időszakra keltezték. A Volgográd-késhez hasonló eszközök magyarországi lelőhelyeken eddig ismeretlen rétegtani helyzetben kerültek elő (RINGER 1983; GÁBORI 1976), távolabbi lelőhelyeken koruk würm eleji (OIS 5–4; kora-glaciális, illetve kora-pleniglaciális — GÁBORI-CSÁNK 1993, SCHILD et al. 2000). Régészeti, illetve részben faunisztikai megfontolások alapján (VÖRÖS 2000 további két *jankovichi* leletegyüttest is az istállóskői faunafázisba sorolt) azonban az ipar egy része interpleniglaciális korú is lehet.

RINGER (1988, 1989a, b; KORDOS & RINGER 1991) a Brörup (OIS 5c) és az Odderade (OIS 5a) interstadiálisba, illetve az Ognon (OIS 4) szakaszba sorolt magyarországi barlangi összleteket „apró mésztörmelékes löszként", illetve különböző típusú, nagy agyagtartalmú „barlangi talajként" definiálja. A régészeti leletegyüttesek között a Szelim-barlangból csak a már tárgyalt E réteg került említésre.

Mint láthattuk a barlangi, régészeti szintek abszolút kronológiai besorolása a lokális jellemzők változatossága és az radiometrikus kormeghatározási módszerek hiányossága miatt csak kitekintő párhuzamosításokkal lehetséges (*IV. táblázat*).

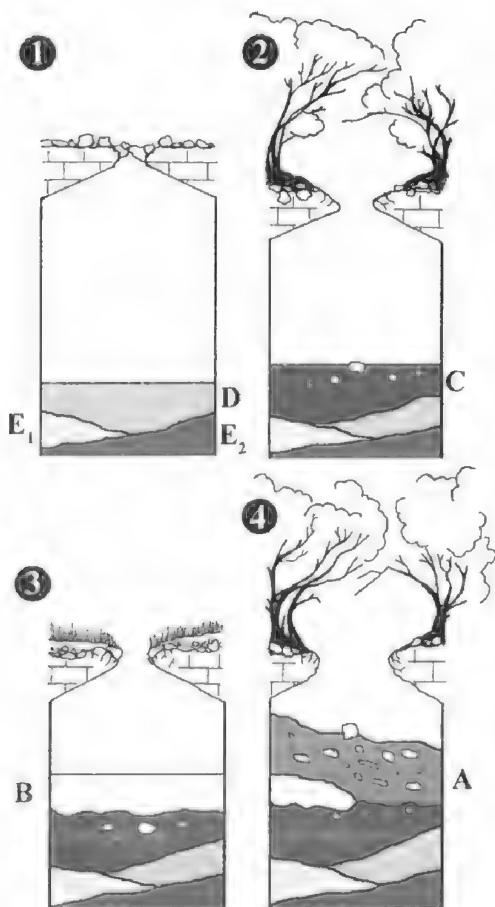
Következtetések a vizsgált rétegsor fejlődésével kapcsolatban

Az eddig elvégzett régészeti és földtani kutatások és a GAÁL-féle rétegsor egyes tagjainak azonosításával a következőképpen vázolható fel a Szelim-barlang üledékeinek fejlődéstörténete (*IV. táblázat, 6. ábra*).

Egy feltételezett „víznyelőn" beszivárgó víz és a holocén rétegek kimosódásának modelljét már GAÁL (1935a, 1937b) is sugallta. Ezzel szemben a löszös szintben megjelenő nagyobb arányú löszfrakció eolikus eredetről tanúskodhat.

Az üregben a pleisztocén végén (würm), többszöri jelentős denudációval (időszakos vízfolyások eróziós tevékenységével, illetve omlásokkal, beszakadással) tagolva történt az üledékanyag lerakódása, illetve az enyhébb periódusokban a barlangi agyagos szint kialakulása, melyet az E és a C réteg jelentős szervesanyag-tartalma is jelez.

A szelvényünkben „fekükként" megjelenő, az E_2 szinttel azonosított barnásfekete színű, agyagos üledék nagy szervesanyag-tartalma nedves, enyhe éghajlatra utal. Mágneses szuszceptibilitás értéke alacsonyabb, mint a hasonló jegyekkel bíró „hiénás" (C) rétegé. A jelenlegi vizsgálatok alapján nem határozható meg a jelenség oka, de feltehetően az erőteljes kilúgzó és mállási folyamatoknak köszönhető. A szürke homoktól litológiai tulajdonságai, és a mágneses szuszceptibilitás értékei alapján elkülöníthető, az E_2 szintet fedő,



6. ábra. A Szelim-barlang üledékes rétegsorának fejlődéstörténeti vázlata (az egyes rétegek elnevezése GAÁL 1936, 1943 alapján)

Fig. 6 Genetic reconstruction of the sedimentological sequence of Szelim Cave (legend after GAÁL 1936, 1943)

sárgás E_1 (D/E határ?) szint maradványa horizontálisan, éles határ mentén különül el a D rétegtől. A vizsgálatok során az E_1 és E_2 réteg kapcsolódási pontját nem tudtuk föltárni.

A csillámos, szürke homok feltehetően az üregen folyamatosan keresztülfolyó víz hordalékaként, diszkordánsan rakódott az erodálódó E rétegre (*6. ábra*). Az erózió nagyságát mutathatja a GAÁL (1936) által leírt, 3 m mély, később barna, „hiénás" agyaggal kitöltött „meder". Az általunk vizsgált szelvényben az eróziót az irodalmi adatokból ismert, E_1 réteg, a homogén sárga agyag (homkokos-agyag?) hiánya jelzi. VÉRTES (1959) megfigyelése szerint az általa vizsgált szelvény D rétegében hiányzott a mészkőtörmelék és a $CaCO_3$-tartalom is igen alacsony volt. A C és D_1 rétegek között érezhető kőzettani váltás történt: erre az időszakra tehető a víznyelő felnyílása, kürtővé szélesedése. Ezt a változást a jelenlegi rétegtani vizsgálatok is alátámasztották. Az MS és üledékes-kőzettani vizsgálatok alapján a réteget alkotó agyag egy enyhébb, a talajosodást elősegítő környezet terméke (C%: 0,24; H%: 0,41), mely feltehetően az egyre táguló felszakadáson keresztül hordódott be a barlangba (*6. ábra*).

A lefolyó vizek és az omlások hatására a löszös üledékből (B rétegek) csak egy alig azonosítható rétegcsonk maradt. A helyzetet azonban tovább bonyolítja, hogy GAÁL (1943) megfigyelése szerint az I. terem üledéksorának vizsgálata során a hiénás rétegbe települő löszszerű üledéket írt le.

A folyamatosan táguló „víznyelő" nyílása a pleisztocén végén (VÉRTES 1959), a B réteg keletkezése után beomolhatott, áthalmozva ezzel az üreg környékén és a „folyóson" elhelyezkedő üledékek felső részét (*6. ábra*).

A negyedidőszaki üledékek (lösz-paleotalaj feltárások, barlangi üledékek) kézi szuszceptibilitás mérővel történő vizsgálata során fontos rávilágítanunk, hogy az üledéksorban gyakran nem szignifikánsnak tartott eltérések (pl. $MS_{A\ réteg}$: $\sim 0{,}2\times10^{-3}$ SI - $MS_{C\ réteg}$: $\sim 0{,}8\text{-}0{,}9\times10^{-3}$ SI) is az őskörnyezet különbségeire utalhatnak. Ezek a különbségek természetesen szabad szemmel is végigkövethetők, de az üledéksorhoz kapcsolt MS görbe segítségével lehetőség nyílhat, más barlangi üledéksorokkal történő, matematikai módszerekkel (pl. korrelációs vizsgálatok) segített párhuzamosításra. A más kronológiai módszerek (pl. ^{14}C kormeghatározás) eredményeivel kiegészített barlangi MS szelvények pedig, a negyedidőszak kutatásában egyre jobban elterjedő oxigénizotóp görbékhez való kapcsolást tehetik lehetővé (pl. ELLWOOD 2004).

Ezek alapján az elkövetkezendő időszakban további mágneses szuszceptibilitás méréseket tervezünk, részben a Szelim-barlang tanúfalának folyamatos bontásával keletkező szelvényeken, illetve más barlangok üledéksorán. A jövőbeli összekapcsolt régészeti-földtani vizsgálatok során a „barlangi MS szelvények" pontosítására és párhuzamosítására is sor kerülhet.

Köszönetnyilvánítás

Ezúton szeretnénk köszönetet mondani FEHÉR Katalinnak (ELTE Természetföldrajzi Tanszék) a laboratóriumi vizsgálatok során nyújtott segítségért, LIPOVICS Tamásnak (ELTE Geofizika Tanszék) a mágneses szuszceptibilitás mérőműszerért, és a Gerecse Barlangkutató és Természetvédő Csoportnak (JUHÁSZ

Márton és FARKAS Román), segítőkészségükért. HORVÁTH Erzsébetnek és RUSZKICZAY-RÜDIGER Zsófiának (ELTE Természetföldrajzi Tanszék) pedig kritikai megjegyzéseikért. A lektorainknak, MINDSZENTY Andreának (ELTE, Alkalmazott és Környezetföldtani Tanszék), T. DOBOSI Violának (Magyar Nemzeti Múzeum, Régészeti Tár) és LEÉL-ŐSSY Szabolcsnak (ELTE, Általános és Történeti Földtani Tanszék) pedig hasznos észrevételeikért.

Irodalom – References

BALOGH K. 1991: Szedimentológia I. – Akadémiai Kiadó, Budapest, 547 p.

BELLÉR P. & VARJÚ P. 1986: Talajvizsgálati módszerek – Termőhelyismerettan gyakorlat I. – Erdészeti és Faipari Egyetem, Erdőmérnöki Kar, Sopron, 80p.

DOBOSI, V. 1975: Magyarország ős- és középsőkőkori lelőhely katasztere. – *Archaeológiai Értesítő* **102/1**, 64-77.

DOBOSI, V. 1999: Ősemberek az Által-ér völgyében. – Tata, 36-47.

ELLWOOD B. B., DUANE E. P., BALSAM W. & SCHIEBER J. 1995: Magnetic and Geochemical Variations as Indicators of Palaeoclimate and Archaeological Site Evolution: Examples from 41TR68, Fort Worth, Texas. – *Journal of Archaeological Science* **22**, 409–415

ELLWOOD, B. B., PETRUSO, K. M. & HARROLD, F. B. 1996: The Utility of Magnetic Susceptibility for Detecting Paleoclimatic Trends and as a Stratigraphic Correlation Tool: An Example from Konispol Cave Sediments, SW Albania. – *Journal of Field Archaeology* **23**, 263–271.

ELLWOOD, B. B., PETRUSO, K. M., HARROLD, F. B. & , SCHULDENREIN, J. 1997: High-Resolution Paleoclimatic Trends for the Holocene Identified Using Magnetic Susceptibility Data from Archaeological Excavations in Caves. – *Journal of Archaeological Sciences* **24**, 569–573.

ELLWOOD, B.B., ZILHÁO, J., HARROLD, F.B., BALSAM, W., BURKART, B., LONG, G.J., DEBÉNATH, A. & BOUZOUGGAR, A. 1998: Identification of the Last Glacial Maximum in the Upper Paleolithic of Portugal using magnetic susceptibility measurements of Caldeirão Cave sediments. – *Geoarchaeology* **13**, 55–71.

ELLWOOD, B. B., HARROLD, F. B., BENOIST, S. L., THACKER, P., OTTE, M., BONJEAN, D., LONG, G. J., SHAHIN, A. M., HERMANN, R. P. & GRANDJEAN, F. 2004: Magnetic susceptibility applied as an age-depth-climate relative dating technique using sediments from Scladina Cave, a Late Pleistocene cave site in Belgium. – *Journal of Archaeological Science* **31**/3, 283–293.

GAÁL, I. 1934: A Gerecse hegység egyik legérdekesebb barlangcsoportja. – *A Földgömb* **5**, 321–330.

GAÁL I. 1935a: A „Szelim-barlang eddigi ásatásának eredményeiről" (elhangzott a Magyar Barlangkutató Társulat szakülésén, MOTTL M. tolmácsolásában). – *Barlangvilág* **5**, 27–29.

GAÁL, I. 1935b: A bánhidai Szelim-barlang ásatása. – *Pótfüzetek a Természettudományi Közlönyhöz* (*Természettudományi Közlöny* **67**), 49–63.

GAÁL, I. 1936: A Szelim-barlang ásatásának újabb eredményei. – *Pótfüzetek a Természettudományi Közlönyhöz* (*Természettudományi Közlöny* **68**), 42–43.

GAÁL I. 1937a: A Szelim-barlang-ban ujabban végzett ásatások eredményeiről (elhangzott a Magyar Barlangkutató Társulat szakülésén, Mottl M. tolmácsolása). – *Barlangvilág* **7**, 27.

GAÁL, I. 1937b: A Szelim barlang mondája a barlangkutatás megvilágításában. – *A Földgömb* **8**, 131–137.

GAÁL, I. 1938: Milyen kőzetekből és ásványokból csinálták szerszámaikat a Szelim-barlang őslakói? - *Természettudományi Közlöny* **70**, 474–480.

GAÁL I. 1941a: Csillagászati számításokat igazoló földtani megfigyelések. – *Természettudományi Közlöny* **73**, 190–205.

GAÁL I. 1941b: A Riss – Würm jégközi korszak éghajlat-váltakozása. – *Pótfüzetek a Természettudományi Közlönyhöz* **73**, 173-176.

GAÁL, I. 1942: Nochmal über das Moustérien-Klima. – *Annales Historico-Naturales Musei Nationalis Hungarici* **35**. *Pars Min. Geol. Pal.*, 130–136.

GAÁL, I. 1943: A bánhidai Szelim-barlang „hiénás réteg"-e? – *Földtani Közlöny* **73**, 430–448.

GAÁL I. 1944: A bánhidai Szelim-barlang „barlangi löszéről" és állatvilágáról. – *Pótfüzetek a Természettudományi Közlönyhöz* **76**, 108–112.

GAÁL, I. 1952: Újabb részletek a diluvium éghajlatának ismeretéhez. – *Földtani Közlöny* **82**, 237–249.

GÁBORI, M. 1976. Les civilisations du Paléolithique Moyen entre les Alpes et l'Oural – Esquisse historique – Akadémiai Kiadó, Budapest

GÁBORINÉ CSÁNK V. 1984: A Remete Felső-barlang és a „dunántúli szeletien" – *Budapest Régiségei* **26**, 5–32.

GÁBORI-CSÁNK, V. 1993. Le Jankovichien – Une civilization paléolithique en Hongrie – ERAUL 53.

GILÁNYI T. 1994: Kolloid részecskék méretének meghatározása. – In: ROHRSETZER S. (szerk.): Kolloidkémiai laboratóriumi gyakorlatok, Nemzeti Tankönyvkiadó, 135–148.

GREGUSS P. 1940: Kritikai megjegyzések a magyarországi prehisztorikus faszenek meghatározásaira – *Botanikai Közlemények* 37/1-3, 189-195.

HORVÁTH E. & BRADÁK B. 2003: A mágneses szuszceptibilitás módszerének alkalmazása lösz-paleotalaj sorozatok vizsgálatában. – *Földrajzi Közlemények* **60 (127)/1–4**, 15–22.

HORVÁTH E. & BRADÁK B. 2004: Néhány magyarországi löszfeltárás szuszceptibilitás szelvényének értelmezése – *Magyar Földrajzi Konferencia Tudományos Közleményei*, 2004, Szeged, CD-ROM kiadvány.

JÁNOSSY D. 1979. A magyarországi felső-pleisztocén tagolása gerinces faunák alapján – Akadémiai Kiadó, Budapest, 207. p

KADIĆ O. 1937: A magyar barlangkutatás állása az 1936. évben – *Barlangvilág* **7/1–2**, 6–7.

KORDOS L. & RINGER Á. 1991: A magyarországi felső-pleisztocén arvicolidae-sztratigráfiájának klimato- és archeosztratigráfiai korrelációja – *A Magyar Állami Intézet Évi Jelentése 1989-ről*, 525–532.

MÁRTON P. 1979a: Paleomagnetism of the Mende brickyard exposures. – *Acta Geologica Acad. Scient. Hung.* **22/1–4**. 403–407.

MÁRTON P. 1979b: Paleomagnetism of the Paks brickyard exposures. – *Acta Geologica Acad. Scient. Hung.* **22/1–4**. 443–449.

MOTTL, M. 1933: A Magyar Barlangkutató Társulat. – *Barlangvilág* **3/10**, p. 24.

MOTTL, M. 1938: A lerakódások állatvilága, in: BARTUCZ, L., et al: A cserépfalui Mussolini-barlang (Subalyuk) – *Geologica Hungarica ser. Palaeontologica* **14**, 205–308.

MOTTL, M. 1939: Volt-e aurignacien interstadiális hazánkban? – *Földtani Közlöny* **69**, 269–278.

MOTTL M. 1941a: Az interglaciálisok és interstadiálisok a magyarországi emlősfauna tükrében – *Beszámoló a Magyar Kir. Földt. Int. Vitaüléseinek Munkálatairól*, 3–32.

MOTTL M. 1941b: Die Interglazial- und Interstadialzeiten im Lichte der ungarischen Säugertierfauna – *A Magyar Királyi Földtani Intézet Évkönyve* **35/3**, 3–40.

MOTTL, M. 1942: Einige Betrachtungen über das Klima des ungarischen Moustérien im Spiegel seiner Fauna. – *Annales Historico-Naturales Musei Nationalis Hungarici* **35**. Pars Min. Geol. Pal., 119–129.

NÁDOR, A., MÜLLER, P., LANTOS, M., THAMÓNÉ BOZSÓ, E., KERCSMÁR, ZS., TÓTHNÉ MAKK, Á., SÜMEGI P., FARKASNÉ BULLA, J. & NAGY T-NÉ. 2000: A klimaváltozások és az üledékesedési ciklusok kapcsolata a Körös-medence negyedidőszaki folyóvízi rétegsoraiban. – *Földtani Közlöny***130/4**, 623-645.

NÁDOR, A. – LANTOS M. – TÓTH-MAKK, Á. & THAMÓ-BOZSÓ, E. 2003: Milankovitch-scale multi-proxi records from fluvial sediments of the last 2.6 Ma, Pannonian Basin, Hungary. – *Quaternary Science Reviews* **22**, 2157–2175.

PANAIOTU, C. G., PANAIOTU, E. C., GRAMA, A., & NECULA, C. 2001: Paleoclimatic record from loess-paleosol profile in south-eastern Romania. – *Physics and Chemistry of the Earth* **26/11–12**, 893–898.

PÉCSI M. 1993: Negyedkor és löszkutatás. – Akadémiai Kiadó, 375 p.

PÉCSI M., SCHWEITZER F., BALOGH J., BALOGH J-NÉ. M., HAVAS J. & HELLER F 1995: A new loess-paleosol lithostratigraphical sequence at Paks (Hungary). – *Loess inForm* **3**, Geographical Research Institute Hungarian Academy of Science, 63–78.

REINECK, H-E. & WUNDERLICH, F. 1968: Classification and origin of flaser and lenticular bedding. – *Sedimentology* **11**, 99–104.

RINGER, Á. 1983. Bábonyien – Eine mittelpaläolithische Blattwerkzeugindustrie in Nordostungarn. – *Dissertationes Archaeologicae* **II. 11.** 158 p.

RINGER, Á. 1988: Possible correlations between loess and cave deposit stratigraphies for the upper pleistocene in hungary. – In: PÉCSI, M. & STARKEL, L. (eds): Paleogeography of Carpathian regions, Geogr. Res. Inst. Hung. Acad. Sci., Budapest, 65–85.

RINGER, Á. 1989a: A barlangi lelőhelyek és kronosztratigráfiájuk szerepe a magyar őskorkutatásban. – *Karszt és Barlang* **1–2**, 77–82 (irodalomjegyzék nélkül).

RINGER, Á. 1989b: The role of cave sites and their chronostratigraphy in the research of the Paleolithic of Hungary. – *Karszt és Barlang*, Special Issue on the occasion of 10th international Speleological Congress, Hungary 1989, 51–59.

ROSKA M. 1926: Az ősrégészet kézikönyve. – Kolozsvár, Minerva Irodalmi és Nyomdai Részvénytársaság, 9. p.

RUSZKICZAY-RÜDIGER, ZS. & BRADÁK, B. 2005: Tata-Porhanyóbánya – az utolsó interglaciális időszak kimutatása szedimentológiai és mágnesezhetőségi vizsgálatok együttes alkalmazásával. – *Földtani Közlöny* **135/2**, 193–208.

SARTORI, M., HELLER, F., FORSTER, T., BORKOVEC, M., HAMMAN, J. & VINCENT, E. 1999: Magnetic properties of loess grain size fractions from the section at Paks (Hungary). – *Physics of the Earth and Planetary Interiors* **116**, 53–64.

SCHILD, R.,TOMASZEWSKI, A. J., SULGOSTOWSKA, Z., GAUTIER, A., BLUSZCZ, A. BRATLUND, B. BURKE, A. M. JENSEN, HELLE J. KRÓLIK, H. NADACHOWSKI, E. BURTYM, J. MARUSZCZAK, H. & MOJSKI, J. E. 2000. The Middle Palaeolithic Kill-Butchery Site of Zwoleń, Poland – In: RONEN, A. & WEINSTEIN-EVRON, M. (eds.): Toward Modern Humans: Yabrudian and Micoquian, 400-50 kyears ago – BAR S850, 189–207.

VÉRTES, L. 1958. Die archäologischen Funde der Szelim-Höhle – *Acta Archaeologica Hungarica* **9**, 5–17,

VÉRTES, L. 1959. Untersuchungen an Höhlensedimenten – Methode und Ergebnisse. – *Régészeti Füzetek* **7/2**, Magyar Nemzeti Múzeum, Történeti Múzeum, Budapest, 176 p.

VÉRTES L. 1965. Az őskőkor és az átmeneti kőkor emlékei Magyarországon. – A Magyar Régészet Kézikönyve I. – Akadémiai Kiadó, Budapest, 385 p.

VÖRÖS, I. 2000. Macro-mammal remains on Hungarian Upper Pleistocene sites. – In: DOBOSI, V. T. (szerk.): Bodrogkeresztúr – Henye (NE-Hungary) Upper Palaeolithic Site. – Magyar Nemzeti Múzeum, Budapest, 186–212.

Kézirat beérkezett: 2006. 01. 27.

Végjegyzet: CSÁSZÁR Géza javaslatára a Magyar Rétegtani Bizottság által elfogadott írásmódot alkalmaztuk a régészeti időszakok esetén (mint: jankovichi, mousteri, aurignaci, protosolutréi), az egyébként általános, francia nyelvből változtatás nélkül átvett *Jankovichien, Mousterien Aurignacien, Protosolutréen* helyett.

Földtani Közlöny 136/2, 249–284. (2006) Budapest

Holocene palaeohydrology and environmental history in the South Harghita Mountains, Romania

Holocén hidrológiai és környezeti változások a romániai Dél-Hargita-hegységben

MAGYARI, Enikő[1,2] K. BUCZKÓ, Krisztina[2] – JAKAB, Gusztáv[3] – BRAUN, Mihály[4]– SZÁNTÓ, Zsuzsa[5] – MOLNÁR, Mihály[5] – PÁL, Zoltán[6] – KARÁTSON, Dávid[7]

(11 ábra, 4 táblázat)

Keywords: Holocene, palaeoecology, Lake Saint Ana, Romania
Tárgyszavak: holocén, paleoökológia, Szent Anna-tó, Románia

Összefoglalás

A tanulmány az erdélyi Csomád-hegycsoport fiatal krátertavának, a Szent Anna-tónak a holocén üledékfeldolgozását tárgyalja. Pollen, növényi makrofosszília, szilíciumvázas alga- és nyomelemvizsgálatok segítségével rekonstruáltuk a holocén környezetváltozásokat és a tó vízszintjének ingadozásait. Vizsgálataink alapján a kráterben mintegy 9800 és 8800 kal. BP évek közt sekély oligotróf tó alakult ki, melyet 8800 évvel ezelőtt a vízszint csökkenését követően tőzegmohaláp nőtt be. A szárazföldi vegetációban a mogyoró (*Corylus avellana*) dominanciája jellemezte ezt az időszakot. A diatóma- és makroflóra változásai alapján 7050 évtől a tó vízszintje fokozatos emelkedésnek indult és egészen 5500 évig sekély, vízimohákban gazdag oligotróf tavi állapot alakult ki. 5500 évvel ezelőtt a vízsszint jelentős emelkedése egybeesett a szárazföldi vegetációban a gyertyán (*Carpinus betulus*) terjedésével. A vízszint emelkedését a tó produktivitásának növekedése és gazdag makrofiton vegetáció kialakulása kísérte. A holocén folyamán a legmélyebb tavi állapot a bükk (*Fagus sylvatica*) dominanciájával egyidőben, kb. 2700 és 700 évek közt alakult ki. A tópartot a makrofosszília vizsgálatok alapján a kora-holocéntől kezdődően lucfenyves (*Picea abies*) erdősáv borította mely függetlenül a zonális erdőtársulások változásaitól mindvégig fennmaradt a tómedence hűvös mikroklímájának köszönhetően.

Abstract

In this study we present the results of a multi-proxy investigation carried out on the sediment of a crater-lake – Saint Ana (Szent Anna-tó) – located in the Harghita Mts in the middle range of the East Carpathians in Romania. Pollen, plant macrofossil, siliceous algae and trace element analyses were used to reconstruct Holocene environmental and water-depth changes. Reconstruction of the Holocene lake-

Correspondent author: Enikő Magyari

[1]University of Durham, Department of Archaeology, South Road, Durham, DH1 3LE, United Kingdom
[2]Hungarian Natural History Museum, Department of Botany, H–1476 Budapest, PO. Box 222, Hungary
[3]University of Szeged, Department of Geology and Palaeontology, H–6722 Szeged, Egyetem utca 2–6, Hungary
[4]University of Debrecen, Department of Inorganic and Analytical Chemistry, H–4010 Debrecen, PO. Box 21, Hungary
[5]Institute of Nuclear Research of the Hungarian Academy of Sciences, Laboratory of Environmental Studies, H–4001 Debrecen, PO. Box 51, Hungary
[6]Babes Bolyai University of Cluj, Faculty of Geography, Department of Physical Geography, Str. Clincilor No. 5–7, RO–3400 Cluj-Napoca, Romania
[7]Eötvös Loránd University of Budapest, Department of Physical Geography, H–1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/C, Hungary

level changes was based on the diatom and plant macrofossil records. According to these, the water depth showed considerable fluctuation during the Holocene, in most cases occurring coincidentally with the terrestrial vegetation changes. It is significant that, low water depths characterised the early Holocene until ca. 8800 cal yr, when the open water became overgrown with vegetation and the lake turned into a *Sphagnum* bog. From ca. 7050 cal yr BP the water depth grew gradually and shallow water conditions prevailed until ca. 5550 cal yr BP, when a marked increase was detected and this was accompanied by increasing productivity. The highest lake-levels were found between 2700 and 700 cal yr BP. The geochemical record points to the thermal stratification of the lake in this period. The early Holocene terrestrial vegetation of the area was characterised by *Ulmus – Fraxinus* forests that were replaced by *Corylus* at ca. 8800 cal yr BP. This was followed by the re-expansion of *Fraxinus, Quercus* and *Tilia* and the spread of *Carpinus betulus* from ca. 7500 cal yr BP. The formation of a forest belt dominated by *Carpinus betulus* was dated to 5500 cal yr BP, while the two-step expansion of *Fagus sylvatica* took place between 3700 and 3300 cal yr BP. From 3300 cal yr BP *Fagus sylvatica* became the dominant canopy tree in the forests around the lake. Joint interpretation of the terrestrial pollen and plant macrofossil records also highlights the difference between the lakeshore and hillslope vegetation throughout the Holocene. The persistence of the lakeshore *Picea abies* forest belt can be explained by the cooler and moister microclimate of the basin, leading to thermal inversion. The geochemical record shows high Fe and Mn concentrations between 8150–6600 cal yr BP; from which reducing soil conditions and an oxygen rich sedimentary environment have been inferred. Following the increase in lake-level at 7050 cal yr BP, a gradually increasing amount of P was deposited in the lake pointing to increasing productivity.

Introduction

In the past couple of years, several high-resolution, radiocarbon-dated pollen diagrams were published with reference to the East and South Carpathians in Romania. These studies pointed to diversified Late Glacial and Holocene vegetation development along altitudinal and latitudinal gradients (FĂRCAŞ et al. 1999, 2003; RÖSCH & FISCHER 2000; WOHLFARTH et al. 2001; BJÖRKMAN et al. 2002a, b; BODNARIUC et al. 2002; TANTAU et al. 2003; FEURDEAN & BENNIKE 2004; FEURDEAN 2005). While the Late Glacial and Holocene vegetation phases are well known, very few studies have dealt with the climatic fluctuations and hydrological changes within the Holocene. There have been attempts at high-resolution Holocene palaeoclimate reconstruction using speleothelm stable-isotope records (ONAC et al. 2002; TAMAS 2003 and CONSTANTIN 2003 cited in FEURDEAN 2004, KERN et al. 2003) and testate amoebae from peat bogs (SCHNITCHEN et al. 2002, 2003). Most recently, FEURDEAN and BENNIKE (2004) published pollen and plant macrofossil data based on Late Glacial and Holocene palaeoclimate reconstruction for NW Romania. These data suggest that in the southern and northern parts of the Romanian Carpathians different temperature regimes prevailed during the Holocene. Furthermore, the Early Holocene climatic reversals of the North-Atlantic palaeo-records can also be traced in NW Romania (FEURDEAN & BENNIKE 2004). The testate amoebae records point to a marked increase in precipitation from 2800 cal yr BP (SCHNITCHEN et al. 2002, 2003).

Although small, closed lake basins are popular objects of palaeoenvironmental research (LOTTER 2003), and occur in a large number in the East Carpathians, so far little interest has been shown towards to them (eg. DIACONEASA & MITROESCU 1987). This is true in spite of the great variety of techniques that can be used to obtain palaeoecological reconstruction from lake sediments (LAST & SMOL 2001; SMOL et al. 2001). In this study we present the results of a multi-proxy investigation carried out on the sediment of a crater-lake – Saint Ana – located in the Harghita Mts in the

middle range of the East Carpathians in Romania (*Fig. 1*). Pollen, plant macrofossil, siliceous algae and trace element analyses were used to reconstruct Holocene environmental and water-depth changes. Our aim was to investigate the relationship between terrestrial vegetation, water depth fluctuation and soil development. In particular, the environmental changes which occurred during the transition from *Fagus sylvatica* to *Carpinus betulus* dominated forests have been given special attention.

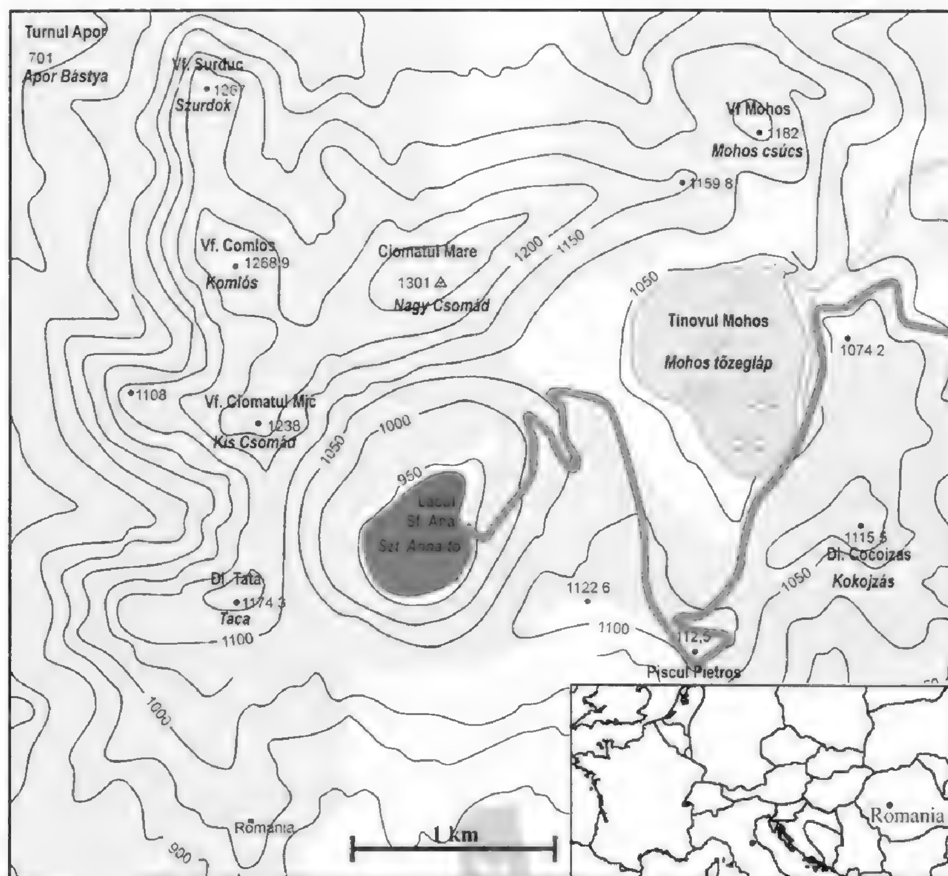


Fig. 1 Location of the study site in Europe and topographic map of the Ciomatu Massif showing the location of Lake Saint Ana. The grey-shaded area denotes closed forest and white colouring indicates grazed meadows

1. ábra. A mintavételi terület helyzete Európában és a Csomád hegycsoport topográfiai térképe a Szent Anna-tóval. A szürkével árnyalt területek zárt erdővel borítottak, míg a fehér háttér legelőket jelöl.

Study area

Lake Saint Ana (Szent Anna-tó) is a young crater lake in the Ciomatu Massif (Csomád-hegycsoport) of the Harghita Mountains (Hargita-hegység) (SZAKÁCS & SEGHEDI 1995). It is located 3 km SE of Baile Tusnad (Tusnádfürdő), in the vicinity of the peaks Ciomatul Mic (Kis-csomád) and Ciomatul Mare (Nagy-csomád, *Fig. 1*).

The water in the lake is quite clear, but tourist guides often exaggerate when they describe the lake as the cleanest water-body in the world (KRISTÓ 1994). This is due to the lack of underground and riverine water inflows; the lake is fed only by rainwater and run-off from the surrounding slopes (PÁL 2000, 2001). Lake Saint Ana is situated at 950 m asl, while the crater rim is 120–350 m above it. The perimeter of the lake is 1.75 km and the largest diameter 650 m (*Fig. 2*). The catchment area is 2.15 km^2. The area of the lake decreased rapidly at the beginning of the last century; in 1909 it was 0.214 km^2, in 1957 0.195 km^2, while in 2000 it was only 0.193 km^2 (KRISTÓ 1995, PÁL 2000). The water depth has also decreased; in 1869 Orbán (1869) recorded 12.5 m, in 1909 Gelei (1909) measured it to be 8.3 m, while in 2000 the deepest point was 6.0 m (PÁL 2000). During winter the lake is covered by thick ice. According to PÁL's measurement (2001), the average thickness of the ice cover in January is 73 cm. The lake water is characterised by seasonal fluctuation in pH; in the summer months pH ranges 6–6.4, while in autumn and spring it is 4.2–4.5.

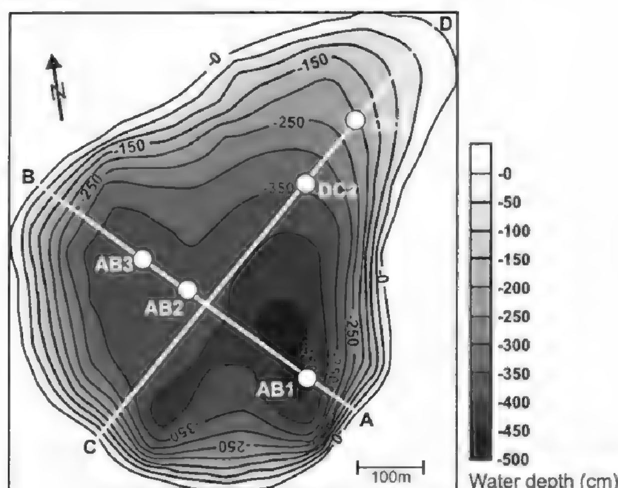


Fig. 2 Core locations and bathymetric map of Lake Saint Ana. Note that the recorded depths on the bathymetric map are based on sondage echograms. Due to the presence of a ca. 1 m thick gelatinous stratum consisting of organic matter above the surface consolidated sediment, the echograms underestimate the depth of the lake (PÁL 2001)

2. ábra. A Szent Anna-tó batimetriai térképe a fúráspontok helyzetével. A térkép által jelölt vízmélységek szonda echogramok alapján becsültek. A konszolidált üledék felett lebegő zselatinszerű szerves anyag miatt az echogramok kb. 1 méterrel alulbecsülik a vízmélységet

The geology of the Ciumatu Massif was influenced by volcanic activity along the inner arch of the Eastern Carpathians; this activity abated during the Late Tertiary and Quaternary (JUVIGNÉ et al. 1994; SZAKÁCS & SEGHEDI 1995; MORIYA et al. 1996; KARÁTSON 1999). However, post-volcanic activity is still present in the forms of mineral water springs, and carbon dioxide and hydrogen sulphide gas-flows (*mofettas* and *solfataras*). Ciomatu is a single volcano with two craters: the well-preserved Saint Ana and the older, more eroded, breached Mohos (*Fig. 1*). The base rock of the mountain comprises sandstone and conglomerate (flysch formation). This base was covered by a number of lava domes and, finally, by pyroclastic deposits of amphibole biotite dacite magma. The age of Lake Saint Ana, which was formed subsequent to the last eruption, is uncertain. The earliest eruption of the crater has been dated at 10 to 35–42 ka BP, using charcoal from the eruption material (JUVIGNÉ et al. 1994), and charcoal and paleosoil (MORIYA et al. 1996).

The climate is continental-temperate. The height of the mountain (1301 m) and the frost retention in the Tusnad Gorge (*Fig. 1*) are the main factors that determine the climate in the Ciomatu Massif. The January mean temperature is around –5°C.

The warmest month is July; the mean temperature in Baile Tusnad is 18 °C, while in the vicinity of Lake Saint Ana it is 15 °C. Annual precipitation is around 800 mm (KRISTÓ 1995). An important characteristic of the Tusnad Gorge is thermal inversion which results in the reverse order of the vegetation belts; deciduous forests of *Fagus sylvatica* are normally located above *Picea abies* forests. According to the observation of SHUR (1858), Lake Saint Ana was surrounded by dense *Picea abies* forest in the middle of the 19th century. *Picea* trees were in contact with the lake water, while on the slopes *Fagus sylvatia* formed a forest area with the scattered occurrence of *Abies alba*. In 1929, NYÁRÁDY also reported a dense *Picea*-forest, but only a few metres distance from the lakeshore. On the hillslopes he only found *Picea abies, Juniperus communis, Pinus sylvestris* and scattered *Fagus sylvatica*. His observations are probably related to the extensive forest fire at the beginning of the 20th century (NYÁRÁDY 1929). Today the slopes around the lake are covered again by dense *Fagus sylvatica* forest and in some places *Picea abies* extends upslope well into the *Fagus* stands. In the shallow NE corner of the lake a "floating fen" has developed (*Fig.* 2). Its extent has increased in the last couple of years (PÁL 2000). The matrix of the floating mat is formed by *Carex rostrata* and *C. lasiocarpa*. *Sphagnum* species and *Lysimachia thyrsifolia* appear on this mat. Botanical reports indicate that the extent of the floating mat and the occurrence of more nutrient-demanding aquatic and telmatic macrophytes have changed dramatically over the last two centuries. For example, SHUR in 1858 reported the occurrence of *Pedicularis palustris, Utricularia vulgaris* and *Phragmites australis*. However, SHUR's observations were questioned by NYÁRÁDY (1929) and BOROS (1943) since they failed to find these taxa on the lakeshore floating fen.

Methods

The lake was bored in the summer of 2001. Sediment profiles were obtained from a boat using a 7 cm diameter Livingstone piston corer with a chamber length of 100 cm (WRIGHT 1967). Borings were made along two transects (*Fig.* 2). At the location of core SZA-AB3 boring started at a water depth of 600 cm and reached 1023 cm. In spite of repeated efforts, no further sediment could be retrieved and thus it ended with a sharp boundary. This study will discuss core SZA-AB3.

In the laboratory, core sections were sub-sampled at every 4 cm for loss-on-ignition and elemental analyses, and at 4 to 8 cm for pollen and diatom analyses using a volumetric subsampler. Plant macrofossil samples were obtained by sieving 2–4 cm thick half-core sediment slices using a 300 mm sieve. Sample volume ranged between 10–21 cm^3. For the determination of the organic content of the sediment the loss-on-ignition technique was used following DEAN (1974). Total organic carbon (TOC) was determined for 30 samples using the Rock Eval pyrolysis method (ESPITALIE et al. 1985).

For the elemental analyses 1 cm^3 of dried samples were digested with 65% nitric-acid and 25% hydrogen-peroxide using the technique of BENGTSSON & ENELL (1986). This procedure enables the extraction of the loosely-bound cations derived from the surface of the clastic mineral and organic components of the sediment (ENGSTROM & WRIGHT 1984). Acid-soluble concentrations were measured by inductively-coupled plasma atomic emission spectrometry (ICP-AES).

Samples for siliceous microfossil analysis were treated with hot 30% hydrogen peroxide and sulphuric acid, after which the residues were embedded in Zrax. For light microscope analysis LEICA DM LB2 was used (100 HCX PLAN APO). Scanning electron microscopy was performed with a Hitachi S-2600N. The nomenclature of KRAMMER & LANGE-BERTALOT (1986–1991) was followed, as well as the volumes of Diatoms of Europe (KRAMMER 2000, LANGE-BERTALOT 2001), and LANGE-BERTALOT & METZELTIN (1996). The *Eunotia* taxa were checked following PETERSEN (1950) and ALLES et al. (1991). Approximately 300 diatom valves were counted at each level. The percentage ratio of diatoms to *Chrysophycean* cysts follows SMOL (1985). Environmental variables, the pH and the epilimnetic total phosphorous (TP), were inferred using diatom-water chemistry transfer functions. Training sets from the European Diatom Database (EDDI) were compared to the fossil assemblages, and in this way 44 species were selected for further analysis (>95% of total diatom). Environmental reconstructions were made by locally-weighted averaging (LWWA; JUGGINGS 1991). The number of common species between the best-performing training set and fossil samples were 25 for pH and 18 for TP. Further details of the multivariate calibration are given in BUCZKÓ et al. (in prep).

Pretreatment for pollen analysis followed the standard chemical process described by BERGLUND & RALSKA-JASIEWICZOWA (1986). 1 cm^3 sediment samples were processed and microfossil concentrations were determined using *Lycopodium* tablets (STOCKMARR 1971). Pollen identifications are based on the descriptions and identifiation keys given in MOORE et al. (1992). Counting was continued until a terrestrial pollen sum of 500 was attained. The main pollen sum (M) includes trees, shrubs, dwarf shrubs and terrestrial herbs. Taxonomic nomenclature follows the pollen taxon list of the European Pollen Database.

Plant macrofossil analysis was carried out using the modified version (JAKAB et al. 2004a, b) of the semi-quantitative quadrate and leaf-count macrofossil analysis technique (BARBER et al. 1994). For the identification of herbaceous plant tissues the textbook of JAKAB & SÜMEGI (2004) was used. To obtain concentrations for the macrofossil components, a known amount of marker grains (0.5 g poppy seeds, ca. 960 pieces) were added to the samples. In the diagrams, the total number of seeds relates to 20 cm^3 ofsediment, while other macrofossil components are expressed as concentrations (piece cm^{-3}).

Numerical and multivariate analyses were performed using PSIMPOLL 3.00 (BENNETT 1992), SYN-TAX 5.0 (PODANI 1993), and SPSS (NORUSIS 1990).

The pollen, plant macrofossil and siliceous microfossil diagrams have been zoned using optimal splitting by information content (BIRKS & GORDON 1985). The element-concentration diagram was zoned by clustering the principal component sample scores (see below).

Results

Sediment stratigraphy and radiocarbon chronology

Sediment colour was recorded in the field followed by a more detailed textural analysis in the laboratory. Based on these observations four stratigraphic units were distinguished (*Table 1*).

Table1 Lithological description of core SZA-AB3, Lake Saint Ana, Romania. The notation after the lithological description follows the key of TROELS-SMITH (1955)

1. táblázat Az SZA-AB3 fúrásszelvény rétegtani leírása. Szent-Anna tó, Románia. A nevezéktan és szimbolikus jelölések TROELS-SMITH (1955) munkája alapján

Depth (cm)	Lithological characteristics
1023–1016	Dark brown lake sediment (gyttja) rich in plant macrofossils and Caldocera remains; $Ld^2Tb^1Th^1Dg^+As^+$
1016–980	Dark brown peaty lake sediment rich in *Sphagnum*-leaves; *Acer* sp. seed at 1014 cm; $Tb^2Ld^1Th^1Dg^+Dh^+As^+$
980–960	Dark brown lake sediment rich in macrofossils; abundant moss leaves, predominantly *Warnstorfia fluitans; Eriophorum vaginatum* remains $Ld^2Dg^1Tb^1Th^+Dh^+As^+$
960–600	Mid brown gyttja with Cladocera remains and occasional plant macrofossils; $Ld^3Dg^1Tb^+Th^+Dh^+As^+$

Radiocarbon measurements were done on five bulk sediment samples in the Laboratory of Environmental Sciences, Atomki, Hungary (HERTELENDI et al. 1989). Despite the given pollen stratigraphy, the measured radiocarbon ages were older than expected (*Table 2*); moreover, the ^{14}C date near the sediment surface was much older (2040±70 yr BP). Therefore, the presence of old, ^{14}C-depleted carbon (OLDFIELD et al. 1997) was suspected. In an attempt to resolve the problem, a search was carried out for datable terrestrial plant macrofossils in the sediment. Five macrofossil samples were selected and AMS ^{14}C dated in the Poznan Radiocarbon Laboratory (*Table 2*). The results of these datings were stratigraphically coherent and, as is obvious from *Fig. 3*, they were considerably younger than the nearest bulk sediment ^{14}C dates. However, the age offset of the bulk sediment and macrofossil dates was quite variable. Furthermore, it seems that the core-bottom bulk sediment radiocarbon date is not affected by ^{14}C-depleted carbon, as it falls on the extrapolated age-depth line (*Fig. 3*). It was noticed that this sample showed a low $\delta^{13}C$ value, pointing to a predominantly terrestrial origin of the dated material (BJÖRCK et al. 1998).

The origin of the old carbon in the sediment has not yet been investigated. CO_2 upwellings were reported from the crater by GELEI (1909). Therefore, it can be suggested that these could have been the source of old carbon in the lake ecosystem. Taken up by photosynthetic algae, the ^{14}C-depleted CO_2 passes through the aquatic food chain, and this can lead to anomalously old ages when measured by radiocarbon. A similar phenomenon was found by HUNTLEY et al. (1999) in Italian crater lakes. In such cases, the reliable determination of ages could only be obtained from terrestrial macrofossils.

Table 2 Results of the ^{14}C measurements, core SZA-AB3, lake Saint Ana, Romania. All dates were converted into calendar years BP using the INTCAL98 dataset of Stuvier et al. (1998) and the CALIB v.4.4.2 program

2. táblázat. A ^{14}C mérések eredményei. SZA-AB3 fúrás, Szent-Anna tó, Románia. A koradatokat az INTCAL98 kalibrációs adatsort (Stuvier et al. 1998) felhasználva kalibráltuk a CALIB v.4.4.2 számítógépes szoftver segítségével

Laboratory code	Dated material	Method of ^{14}C measurement	Depth below water surface (cm)	$\delta^{13}C$(PDB) ± 0,15[‰]	^{14}C ages BP	Calibrated BP age ranges (1σ)
deb–11316	bulk sediment	bulk	625–630	–24,16	2040±70	1923–2066
deb–11341	bulk sediment	bulk	730–740	–26,34	1860±60	1715–1834
deb–11342	bulk sediment	bulk	825–830	–24,96	5200±90	5889–6002
deb–11318	bulk sediment	bulk	925–930	–26,48	4610±90	5275–5469
deb–11317	bulk sediment	bulk	1020–1026	–28,68	8460±110	9710–9950
Poz–9981	*Fagus* sp. budscale, leaf fragments	AMS	720–725	–	1185±30	1062–1141
Poz–9980	*Fagus* sp. budscale, leaf fragments	AMS	870–874	–	2970±35	3077–3131
Poz–9979	*Picea abies* seed	AMS	908–910	–	3475±30	3691–3728 3790–3825
Poz–9978	*Picea abies* seed	AMS	958–960	–	4830±40	5579–5606 5486–5512
Poz–9976	*Acer* seed	AMS	1012–1014	–	8050±50	8977–9029

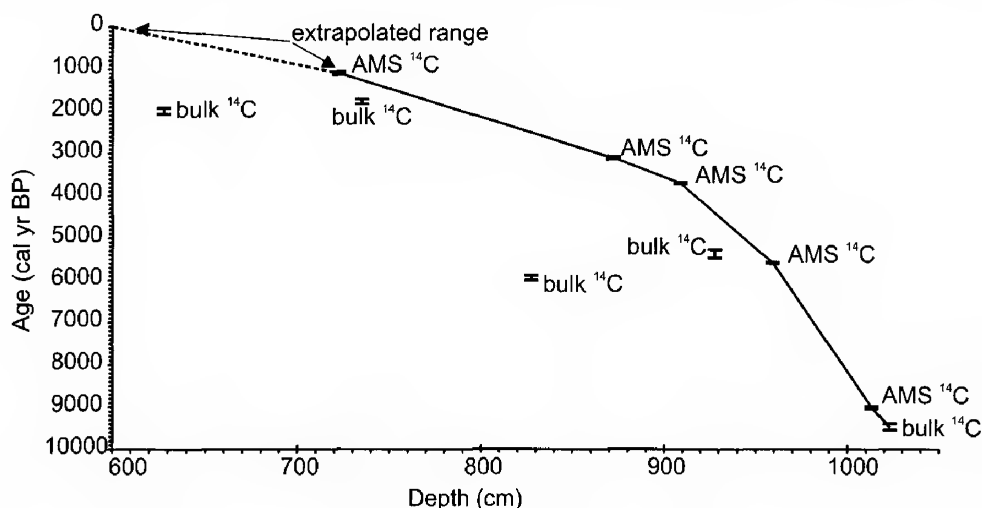


Fig. 3 Calibrated radiocarbon age ranges (1σ) and suggested age-depth curve for core SZA-AB3 (Lake Saint Ana). Note that both bulk sediment and terrestrial macrofossil based AMS ^{14}C dates are shown, but only the AMS ^{14}C dates were used in constructing the age-depth curve. All dates were converted into calendar years BP using the INTCAL98 dataset of Stuvier et al. (1998) and the CALIB v.4.4.2 program. See also Table 2

3. ábra. Kalibrált radiokarbon időtartományok (1σ) és az SZA-AB3 üledékszelvényre alkalmazott kor/mélység függvény (Szent-Anna tó). Az ábrán a teljes üledéken és a szárazföldi makrofosszíliákon végzett AMS radiokarbon mérések eredményeit egyaránt feltüntettük, a korskála számításában viszont csak az utóbbiakat vettük figyelembe. A radiokarbon adatokat a Stuvier et al. (1998) által közölt INTCAL98 adatsor felhasználásával kalibráltuk a CALIB v.4.4.2 program alkalmazásával. Lásd még 2. táblázat

The age-depth model was established by linear interpolation between the terrestrial macrofossil dates (*Fig. 3*). Sedimentation rates are shown in *Table 3*. The bottom part of the core, between 960–1026 cm, is characterised by very low values (0.12–0.15 mm yr^{-1}); the sedimentation rate increases gradually between 960–725 cm (from 0.15 to 0.75 mm yr^{-1}), and attains the highest values in the top 80 cm of the core (1.08 mm yr^{-1}).

Table 3 Sediment accumulation rates for core SZA-AB3, Saint Ana Lake, Romania

3. táblázat Az ülepedési ráta változásai a Szent Anna-tó (Románia) SZA-AB3 fúrásszelvényében

Depth range (cm)	Sedimentation rate (mm/yr)
1026–1014	0.12
1014–960	0.15
960–910	0.27
910–874	0.61
874–725	0.75
725–600	1.08

Chemical stratigraphy

Element concentrations were measured between 1000–600 cm. The results of the analyses are presented in *Fig. 4*. To evaluate changes in the diagram, data were subjected to principal component analysis following logarithmic transformation (*Table 4*). The resultant first four principal components explained 81.7% of the total variance. The distribution of the explained variance between these components was relatively even (23.7, 23.2, 21.2 and 13.6%). This suggests that although several

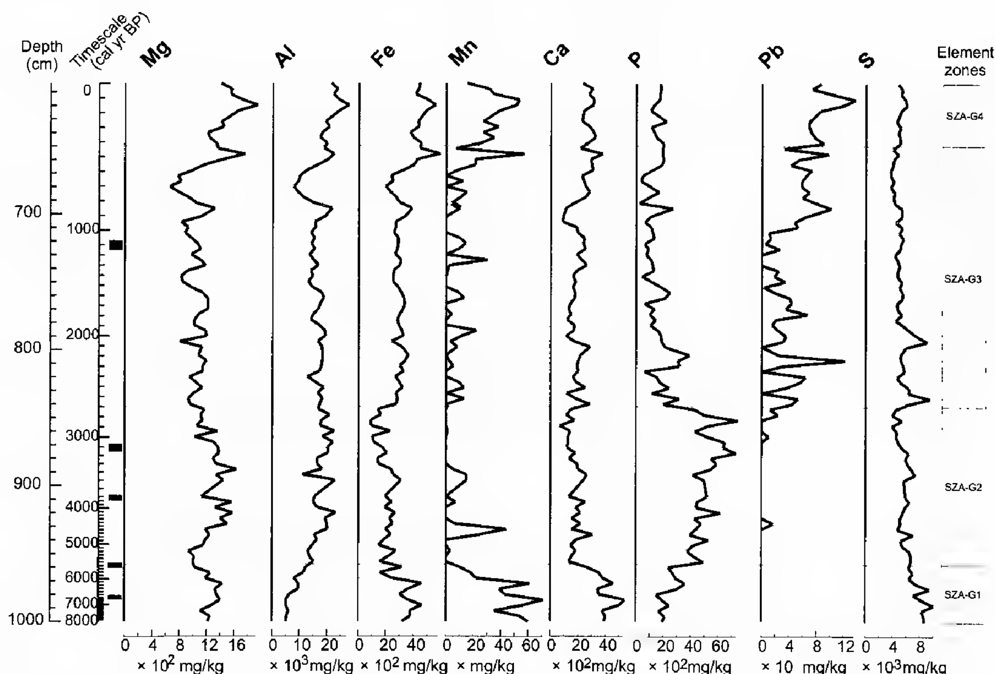


Fig. 4 Frequency distribution of selected trace elements in core SZA-AB3, Lake Saint Ana. Note thedifferent scales

4. ábra A fontosabb nyomelemek koncentrációváltozásai az SZA-AB3 üledékszelvényben, Szent Anna-tó. Figyelem! A koncentrációskálák az egyes elemek esetében eltérnek

Table 4 Results of the Principal component analysis. Data were log transformed before the analysis. Significant eigenvalues for the first four principal components are highlighted
4. táblázat A főkomponens analízis eredményei. Az adatokat logaritmikus transzformációnak vetettük alá a főkomponens analízist megelőzően. A szignifikáns főkomponens értékeket kiemeltük

Element	PCA1	PCA2	PCA3	PCA4
Li	**0.9406**	-0.1345	0.0094	0.0730
Cu	**0.9314**	0.1513	0.1359	0.1247
V	**0.8327**	0.2952	0.0685	0.2557
P	**0.5495**	0.3967	-0.4099	0.4644
Sr	0.1584	**0.8439**	0.1492	0.1184
Pb	-0.1440	**-0.8194**	0.2957	-0.1648
K	0.5075	**-0.7185**	0.0913	0.2323
Al	0.0927	**-0.6384**	-0.3663	0.5723
S	0.2828	**0.6244**	0.3133	0.1056
Mn	0.2243	0.0557	**0.8661**	0.1514
Ca	0.0723	0.3360	**0.8462**	0.0514
Fe	-0.1792	-0.3287	**0.8234**	0.1871
Mg	0.2324	0.0270	0.2708	**0.8495**
Ba	0.1808	0.2054	0.4495	**0.6197**

elements or elemental groups showed variability throughout the sequence, there was not an element or elemental group with a decisively high variability. By clustering these components and plotting the results according to depth, five groups were distinguished (*Fig. 5*). These show clear stratigraphic separation with the exception of groups 3 and 4. Between 842 and 650 cm (2700–440 cal yr BP), samples appear randomly in groups 3 or 4 suggesting alteration between two states. Using the results of these statistical analyses the chemical diagram was divided into four zones (*Fig. 4*).

The chemical record is characterised by a significant negative correlation between Al and organic content (r^2 = –0.82) indicating the attachment of Al to inorganic sediment components, i.e. clastic silicate minerals. Concentration changes of Al in the sediment therefore indicate changes in soil erosion/hillslope inwash (ENGSTROM & WRIGHT 1984). S concentrations are high in the sediment and this can be connected to high organic content and lake productivity. The highest S concentrations were measured in SZA-G1 (8000–5500 cal yr BP; 1000–958 cm). This zone is also characterised by high Ca, Sr, Fe, Mn, Mg and low Al, K and P values. Taking into account the particularly high organic content (75–88%; *Fig. 4*), we can assume that Ca, Sr and partly Mg are bound to organic substances. High Fe and Mn concentrations suggest reduction of soils in the catchment, and an oxygen rich environment in the sediment surface; the latter resulted in the precipitation of iron and manganese oxides (MACKERETH 1966). Above 972 cm (6400 cal yr BP), the respective concentrations of Mn, Fe and Mg decline, while those of Al and P increase. Taking into account the coincident decline in organic content (*Fig. 4*), we can infer increasing inorganic inwash from the surrounding slopes. The second geochemical zone (SZA-G2; 5500– 2700 cal yr BP; 958–842 cm) is characterised by

gradually increasing Al and P concentrations. Fe displayed a small-scale decrease, while Mn fluctuated immensely with peak values (936– 932cm: 4730–4600; 896–892cm: 3500– 3430 cal yr BP) followed by non-detectable concentrations (*Fig. 4*). The increase in P can probably be con-nected to the change in the composition of the sediment; *Sphagnum*-peat was replaced by organic lake sediment at around 960 cm (*Table 2*). The increase in Al also correlates with the increasing water depth (see below) and points to gradually increasing inorganic inwash. The third zone (SZA-G3; 2700–420 cal yr BP; 842–650 cm) commenced with a sharp decline in *P* and coincident increases in Fe and Mn. In addition, Pb is detectable in the sediment above 842 cm and without interruption. The cluster analysis indicated oscillation between two distinctive element-compositions (*Fig. 5*). The concentration curves of Fe and Mg in this zone run parallel with Al, thus suggesting that Fe and Mg are predominately bound to silicate minerals. This is also confirmed by the molar ratios of Al:Fe. These show nearly constant values above 840 cm (2700 cal yr BP), while below 840 cm molar ratios fluctuate considerably (*Fig. 11*). Increasing Pb content in the sedimentary profiles is often interpreted as representing atmospheric accumulation (BOYLE 2001). The sharp increase at 2700 cal yr BP (840 cm), therefore most likely indicates a boost in metallurgy from the Iron Age. The upper part of the third zone, between 707–695 cm (960–510 cal yr BP) is characterised by episodic increases in Mg, Al and Fe followed by steep declines (*Fig. 4*). The concentration minima of these elements couple with organic content maxima. The same cycle occurs repeatedly further up in the sequence (*Fig. 4*). Tese processes can be interpreted as soil erosion leading to nutrient enrichment and eutrophication in the lake. The fourth zone (SZA-G4: 650–600 cm; 420–0 cal yr BP) is characterised by general increases in Al, Fe and Mn that are superimposed by the above mentioned erosion cycles.

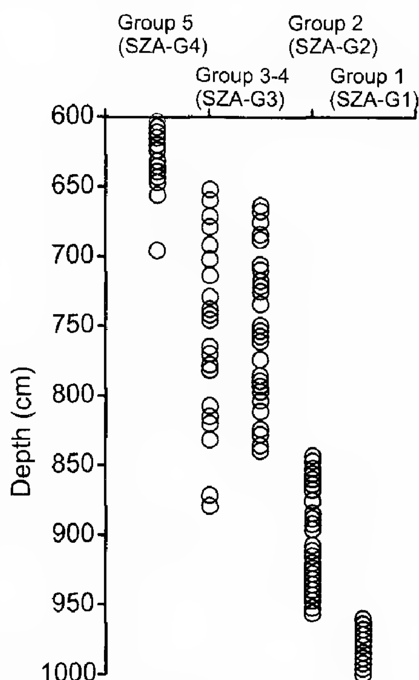


Fig. 5 Results of the cluster analysis made on the component scores of the first four principal components. Trace element concentrations were log transformed before PCA. See also Table 4

5. ábra A nyomelem adatsor első négy főkomponens értékein végzett klaszter analízis eredményei. A nyomelem koncentrációkat a főkomponens analízist megelőzően logaritmikus transzformációnak vetettük alá. Lásd még 4. táblázat

Pollen analysis – terrestrial vegetation development

For the reconstruction of the terrestrial vegetation development, the percentage pollen and macrofossil diagrams were used (*Figs 6a, b, c, 8*). On the basis of these records, the slopes around the lake were covered by mixed *Ulmus* and *Fraxinus excelsior* forests between 9830–8800 cal yr BP (1023–1010 cm; SZA–P1) with *Quercus, Tilia* and *Corylus* as admixtures. On the basis of the dominant tree species low-built mesic forest stands can be inferred. Although in the pollen spectra *Picea* shows low percentages, its abundant macroremains in the sediment indicate the growth of *Picea abies* on the lakeshore (*Fig. 6a, 8*) together with *Acer* sp. (*Fig. 7*), and point to the wetter and cooler microclimate of the lake basin. This feature of the vegetation zonation can be connected to a thermal inversion, as is present in the area today; our data suggest its prevalence during the Early Holocene. Towards the end of this phase, from ca. 9000 cal yr BP, *Corylus* started to spread in the forest. The second pollen zone (1010–989 cm; 8800–7500 cal yr BP) is characterised by a further increase in *Corylus* and declining *Fraxinus, Ulmus, Quercus* and *Tilia* pollen percentages. On the basis of these details the development of *Corylus* dominated forests can be inferred. *Corylus* attained dominance by ca. 7600 cal yr BP (995 cm). The changing character of the forest is also suggested by the occurrence of thermophil shrubs, such as *Euonymus* and *Viburnum*. Increasing pollen percentages and high macrofossil concentrations of *Picea abies* provide evidence for the persistence and possible expansion of the lakeshore *Picea* forest belt. *Picea* probably also grew on the peat bog that occupied most of the basin in this phase (see below). High pollen concentrations, especially during the *Corylus* maximum (ca. 7600 cal yr BP), suggest extremely low sediment accumulation. The third pollen zone (989–957 cm; 7500–5500 cal yr BP) indicates the expansion of *Carpinus betulus*. From 7500 cal yr BP (989 cm) the abundance of mesophil broad-leaved trees (*Fraxinus, Tilia, Quercus* and *Ulmus*) increases gradually in the pollen diagram which suggests the resurgence of the mixed broad-leaved forests. The lakeshore *Picea* belt receded and *Alnus* probably advanced at the expense of *Picea*, although no macrofossils were found in the sediment. From ca. 6100 cal yr BP, *Picea* expanded again, and *Carpinus* spread rapidly in the mixed deciduous forest. On the whole, this phase is characterised by gradual change in the forest composition. Another element showing changes comprises the terrestrial pollen concentrations that declined from 1.7×106 to 9.51×105 grains cm^{-3} between 7400–6350 cal yr BP (987– 971 cm). A similar trend can be seen in the organic content (*Fig. 6c*) that declined from 80 to 75%. By 5500 cal yr BP, *Carpinus betulus* became the major forest tree and between ca. 5250 and 3300 cal yr BP high pollen percentages point to the development of a distinctive forest belt formed by *Carpinus betulus* (SZA-P4; 957– 886 cm; 5500-3300 cal yr BP). *Picea* pollen percentages were high through this phase and its macrofossils are also present in the sediment, suggesting the continued presence of the lakeshore *Picea* stands. On the basis of the high pollen percentages, it can be assumed that *Picea* expanded uphill and probably mixed with *Carpinus betulus* in this phase. Between 4700–4200 cal yr BP (935–923 cm) several disturbance-indicator herbaceous plants appeared (e.g. *Rumex acetosella/acetosa, Plantago major/media*) with concomitant declines in the organic content and the occurrence of macrocharcoal in the sediment (*Fig. 6b* and *8*). In addition, *Betula* begaan to increase from ca. 4200 cal yr BP, suggesting that secondary forest

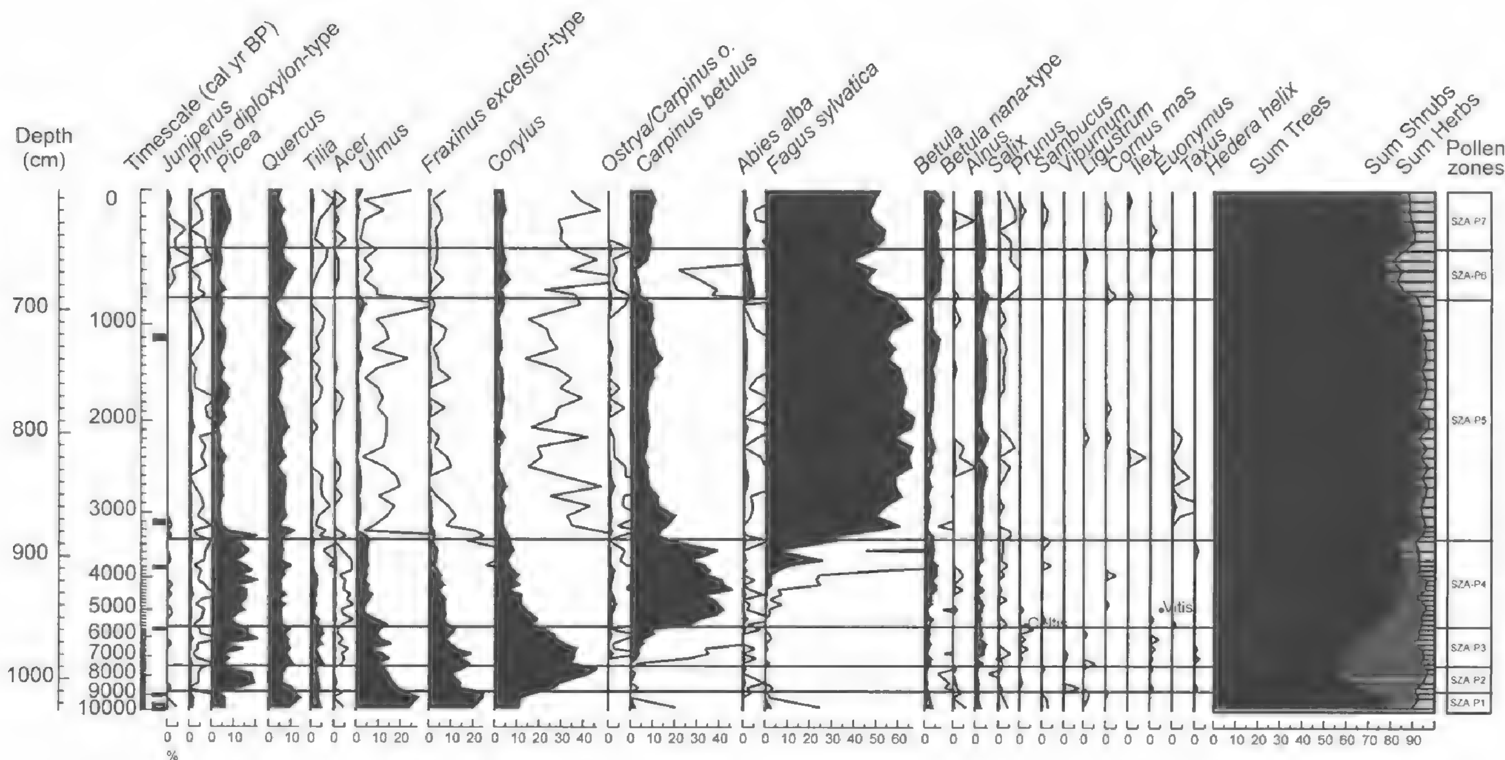


Fig. 6a Percentage pollen diagram from Lake Saint Ana (core SZA-AB3) with selected arboreal pollen types. Both depth and timescales are shown on the left Lines without filling are exaggerated (x10).

6a. ábra. A Szent Anna-tó százalékos pollen diagramja a legfontosabb fásszárú pollentípusokkal (SZA-AB3 fúrás). A diagram mélység és időskála mentén ábrázolja a változásokat. A segédvonalak (kitöltetlen háttér) 10-el felszorzott százalékos értékeket jelölnek.

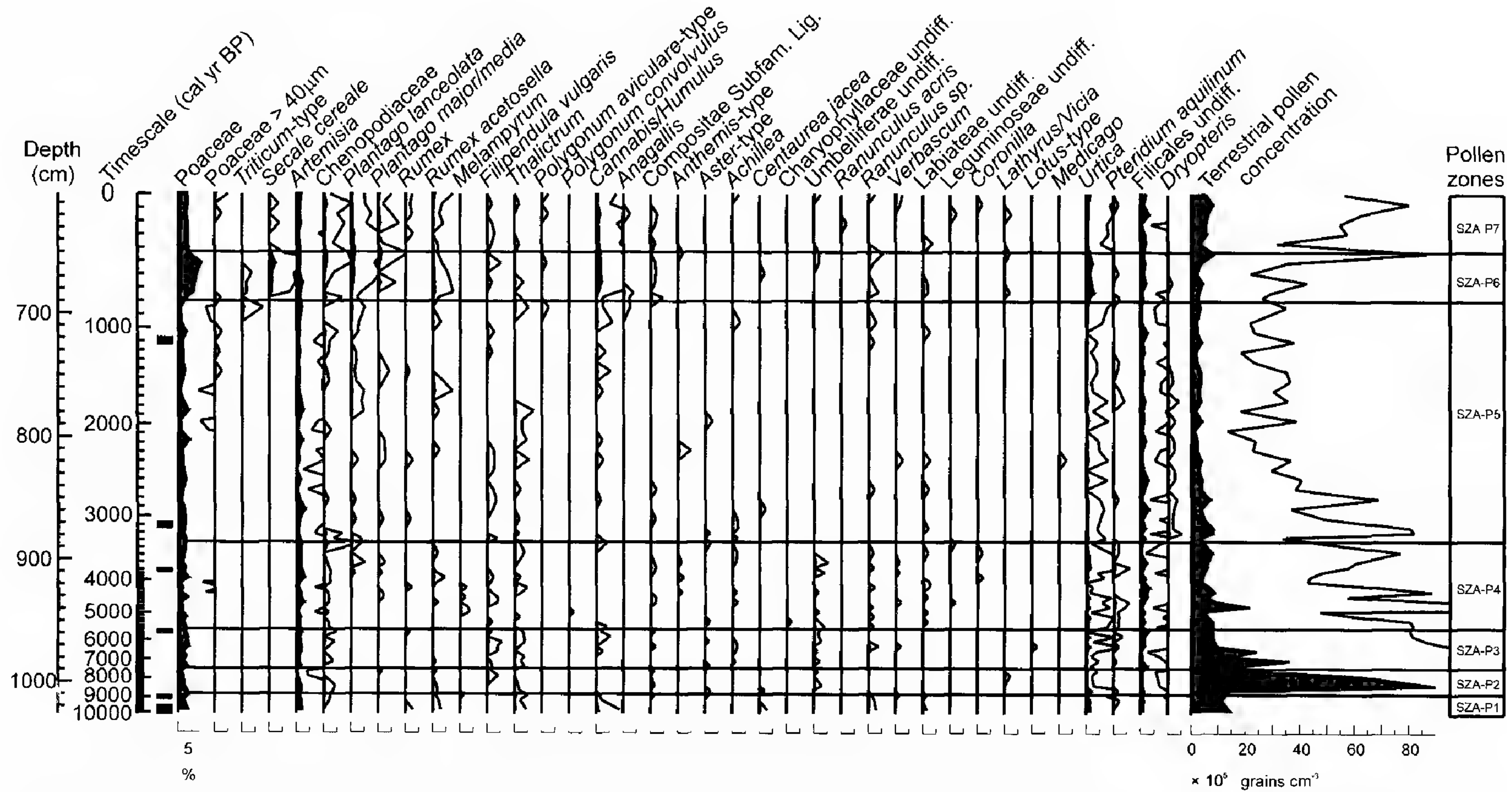


Fig. 6b Percentage pollen diagram from Lake Saint Ana (core SZA-AB3 core) with selected herbaceous pollen types. Both depth and timescale are shown on the left. Lines without filling are exaggerated (x10)

6b. ábra A Szent Anna-tó százalékos pollen diagramja a legfontosabb lágyszárú pollentípusokkal (SZA-AB3 fúrás). A diagram mélység és időskála mentén ábrázolja a változásokat. A segédvonalak (kitöltetlen háttér) 10-el felszorzott százalékos értékeket jelölnek.

Fig. 6c Percentage pollen diagram from Lake Saint Ana (core SZA-AB3) with selected wetland and aquatic pollen types and algae. Both depth and timescale are shown on the left. On the right sediment organic content (measured by LOI) and total organic carbon (TOC) and local pollen assemblage zones (SZA-P1-7) are displayed. Lines without filling are exaggerated (x10)

6c. ábra A Szent Anna-tó százalékos pollen diagramja a legfontosabb vízi és mocsári pollen-, spóra- és algataxonokkal (SZA-AB3 fúrás). A diagram mélység és időskála mentén ábrázolja a változásokat. A diagram jobb oldalán a szerves anyag tartalom (izzítási veszteség alapján számított), teljes szerves széntartalom (TOC) görbéi, valamint a lokálisan előforduló pollenegyüttes zónák (SZA-P1-7) szerepelnek. A segédvonalak (kitöltetlen háttér) 10-el felszorzott százalékos értékeket jelölnek.

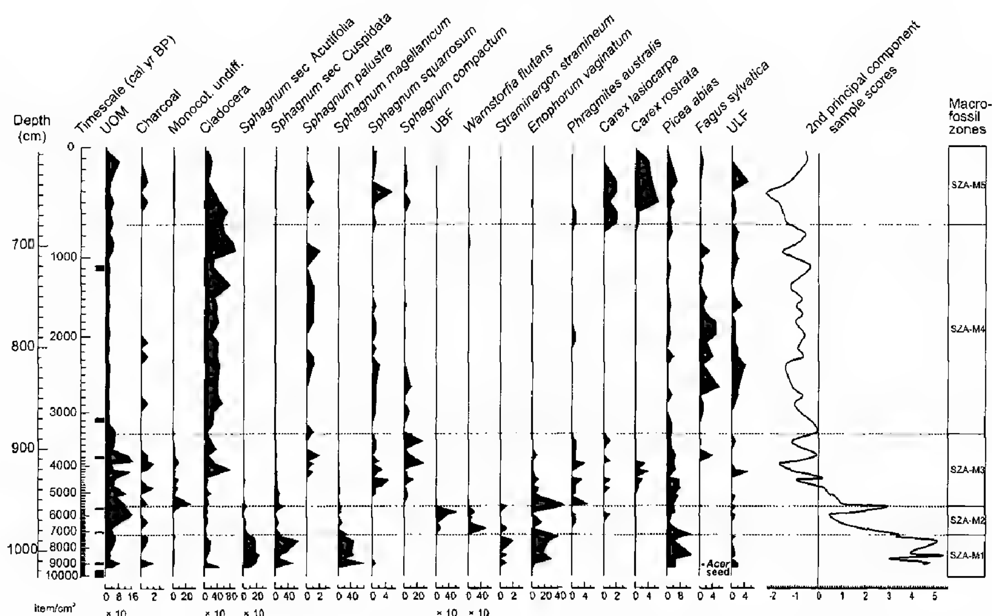


Fig. 7 Macrofossil concentration diagram for SZA-AB3, Lake Saint Ana with selected macrofossil remains presented on depth and calibrated BP age scales. UOM: unidentifiable organic matter; UBF: unidentifiable bryophyte fragment; ULF: unidentifiable leaf fragment; Monocot. undiff.: unidentifiable monocotyledon remains

7. ábra A Szent Anna-tó SZA-AB3 fúrás makrofosszília koncentráció diagramja, mely a legfontosabb makromaradványokat ábrázolja mélység- és korskála mentén. UOM: szerves törmelék; UBF: azonosíthatatlan mohamaradvány; ULF: azonosíthatatlan levél töredék; Monocot. undiff.: azonosíthatatlan egyszikű maradvány

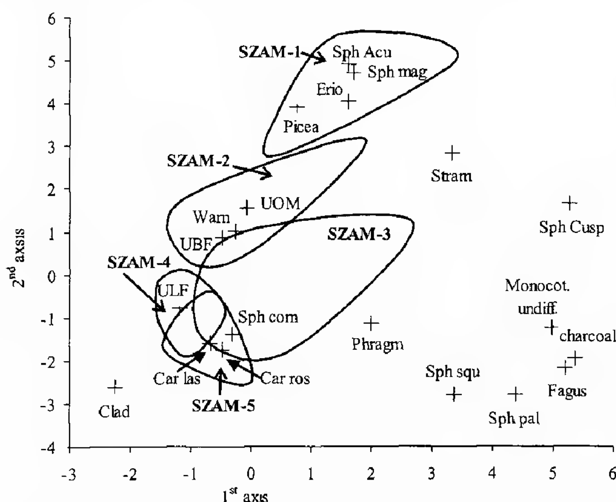


Fig. 8 PCA biplot showing the position of the macrofossil zones and taxon scores together. The macrofossil zones are spread along the second principal component axis that is identified as a hydrological gradient from peat bog (represented by high positive scores for *Sphagnum* sec. *Acutifolia, Sphagnum magellanicum* and *Eriophorum vaginatum*) to deep water (represented by high negative scores for *Cladocera* and the lake marginal floating fen formed by *Carex rostrata* and *C. lasiocarpa*)

8. ábra A minta és taxon főkomponens értékek együttes szórásdiagramja. A makrofosszília zónák a második főkomponens mentén rendeződnek, mely egyben hidrológiai gradiensként is értelmezhető. A gradiens a tőzegmoha-láp irányából (a Sphagnum sec. Acutifolia, Sphagnum magellanicum és Eriophorum vaginatum magas pozitív értékeivel jellemzhető) a mélyvízi tó felé halad (a Cladocera maradványok és a tóparti úszóláp fajainak, mint pl. Carex rostrata és C. lasiocarpa, erősen negatív értékeivel jellemezhető).

succession followed the forest disturbance. These processes point to low-intensity human impact around the lake. *Fagus sylvatica* appeared locally around 3700 cal yr BP, when an increase in its pollen frequency was accompanied by the occurrence of its macroremains in the sediment (*Fig. 6a, b* and 8). On the basis of the accompanying changes in the pollen diagram, it appears that the temporary spread of *Fagus sylvatica* was facilitated by forest disturbance. The fifth pollen zone (886–690 cm; 3300–800 cal yr BP) commenced with a sharp increase in *Fagus* pollen. The replacement of *Carpinus* by *Fagus* also affected the mesophil broad-leaved trees – *Ulmus, Fraxinus excelsior, Tilia* and *Quercus;* these all declined to background level around 3300 cal yr BP. *Carpinus betulus* remained relatively abundant until ca. 3150 cal yr BP. This was probably related to the occurrence of some disturbance-indicator herbaceous pollen types (e.g. *Chenopodiaceae* and *Plantago lanceolata;* see *Fig. 6 a* and *b*), pointing to low intensity human impact. *Taxus* pollen was present between 3000–2200 cal yr BP (867– 803 cm). The overall expansion of *Fagus,* together with the occurrence of *Taxus,* imply decreasing continentality and mild winters. *Fagus sylvatica* extended down the lakeshore by ca. 2700 cal yr BP, from which date its macrofossils appear in the sediment together with *Picea abies*. The *Picea* belt around the margin of the lake was probably partially replaced by *Fagus* in this phase. The first distinct forest clearance can be traced in the pollen diagram around 1100 cal yr BP (723 cm: *Carpinus, Fagus, Alnus* and *Betula* decline). At this point soil erosion and temporary nutrient enrichment can also be inferred from changes in the organic content, elemental composition and aquatic vegetation (*Fig. 4* and *6c*). For example, note the occurrence of *Nuphar* and *Nymphaea* pollen (*Fig. 6c*).

In the sixth pollen zone (690–650 cm; 800–440 cal yr BP), a decrease in the forest is attested by the declining arboreal pollen frequencies. Forest clearance initially affected the respective tree populations of hillslope *Fagus, Carpinus* and *Quercus*. In the forest openings, *Betula, Juniperus* and *Abies alba* appeared, followed later by *Fagus*. The occurrence of cereal pollen together with the increasing diversity of herbaceous pollen types indicate intensified disturbance such as grazing, forest felling, and hay cutting in this period. In the lakeshore vegetation *Fagus* disappeared while *Picea* became more abundant. This inference is based on the change in the macrofossil composition; note, however, that *Picea* pollen did not increase coincidentally. The final vegetation phase commenced ca. 440 cal yr BP (SZA–P7; 650–600 cm; 440–0 cal yr BP) with the spread of *Fagus* and *Picea abies*. Although the area covered by forest increased at this time, disturbance-indicator herbaceous plants were present throughout the pase e.g. *Plantago lanceolata, Chenopodiaceae, Rumex acetosella, Polygonum aviculare*) together with macrocharcoal. The diversity of the arboreal flora also increased, especially shrubs – e.g. *Sambucus, Juniperus, Cornus mas, Euonymus*. The greater abundance of shrubs suggests that there was persistent forest disturbance.

Macrofossil analysis – stages of the wetland succession

The results of the macrofossil analysis are shown in *Figs 7, 8*. The 20 most frequent components shown in *Fig. 7* were subjected to principal component analysis (PCA) in order to investigate the ecological and hydrological characteristics of the

macrofossil zones. Ordination of the variables (macrofossil components) and objects (sediment samples) resulted in a biplot (*Fig. 8*) in which the sediment samples are clearly spread along the 2nd principal component axis. Lower values are shown by open-water taxa such as *Cladocera*. In the vicinity of the latter are sediment samples which were examined in order to record high water depths. Higher values along the 2nd PC axis are represented by typical *Sphagnum*-bog macrofossil components such as *Sphagnum magellanicum, Sphagnum* sec. *Cuspidata* and *Eriophorum vaginatum*. Near to these are sediment samples which were used to record low water depths. In between are typical shallow-water species and sediment samples that are characterised by their abundance (*Warnstorfia fluitans*, U.B.F.: unidentifiable bryophyte fragments). The stratigraphic plot of the component scores for the 2nd principal component is also shown along the macrofossil diagram (*Fig. 7*). In light of the PCA biplot it has been assumed that this reflects changes in the water depth. Using binary splitting on the basis of information content (BIRKS & GORDON 1985), the macrofossil diagram was divided into 5 zones.

The bottom sediment sample (1017 cm: ca. 9300 cal yr BP) shows the dominance of Cladoceran remains (mainly *Bosmina* sp.) from which shallow water conditions can be inferred. Above 1013 cm (SZA-M1: 1017–982 cm; 9350–7050 cal yr BP) *Sphagnum*-bog species (*Sphagnum magellanicum, Sphagnum sec. Acutifolia, S. sec. Cuspidata, Eriophorum vaginatum, Straminergon stramineum* and *Polytrichum strictum*) gain dominance and the number of Cladoceran remains decreases. The pollen slides above 1003 cm (ca. 8400 cal yr BP) are characterised by large quantities of *Botryococcus pila* alga (*Fig. 6c*). On the basis of these results it can be assumed that the shallow lake present in the crater before 9000 cal yr BP was overgrown with a *Sphagnum*-bog. Only in the deepest part of the former lake can we assume the persistence of open water (i.e. bog pools rich in *Botryococcus pila*; KOMÁREK & JANKOVSKÁ 2001). At 982 cm (SZA-M2: 982–956 cm; 7050–5500 cal yr BP) the quantity of the remains of *Sphagnum* and *Eriophorum* decreased in the sediment, but this was counterbalanced by an increase in a shallow water moss species, *Warnstorfia fluitans*. At the same time, the quantity of Cladoceran remains also increased, and between 972 and 974 cm (ca. 6500 cal yr BP) the macroremains of eutrophic mire plants – *Phragmites australis* and *Carex elata* – were found in the sediment. The wetland microfossil assemblages (*Fig. 6c*) also suggests at the presence of meso-eutrophic mire plants, such as *Saggitaria* and *Typha angustifolia*. These data point to increasing water depth and pH in SZA-M2. In the shallow north-eastern part of the basin the increase in the water depth probably initiated the formation of a *Phragmitetum* swamp and tall herb, fen vegetation. The third macrofossil zone (SZAM-3: 956–887 cm; 5500–3350 cal yr BP) is characterised by the abundance of heavily decomposed organic fragments (U.O.M.: unidentifiable organic matter). This indicates high macrophyte production and an oxygen rich sedimentary environment. In the lower part of the zone, between 956 and 954 cm (ca. 5450 cal yr BP), the quantity of *Eriophorum vaginatum* increased temporarily, suggesting a decrease in water depth. A coincident increase in organic content also supports this inference (*Fig. 6c*). This was followed by an increase in *Phragmites australis* and *Sphagnum* species. Among them, *Sphagnum compactum* var. *squarrosum* is a rare submerged moss of mountain lakes. Recently it was found in Lake Bucura in the Romanian Carpathians (PLĂMADĂ

1998). Above 939 cm (ca. 4850 cal yr BP) *Carex rostrata* and C. *lasiocarpa* also appeared. A considerable increase in water depth is suggested by the increasing quantity of Cladoceran remains from 923 cm (ca. 4250 cal yr BP). Complemented by the wetland microfossil record – *Potamogeton, Hottonia palustris, Lemna* – it can be inferred that an extensive, shallow, open water body existed with rich submerged and floating aquatic vegetation, as well as the presence of a lake-marginal *Phragmitetum* swamp. According to the hydrological reconstruction (see PCA results on *Fig. 7*) the increasing trend in the water depth in the upper part of the zone was interrupted twice in this zone: at 931 cm (ca. 4500 cal yr BP) and between 913 and 907 cm (ca. 3860–3680 cal yr BP). The first coincide with the occurrence of disturbance-indicator herbs; while the second was coeval with a decline in arboreal pollen percentages, suggesting human-induced water depth fluctuation. The fourth zone (SZA-M4: 887–680 cm; 3350–700 cal yr BP) commenced with a repeated increase in Cladoceran remains and a marked decline in the concentration of organic detritus (U.O.M.). An important change was the overall decrease of the macroremains as compared to the previous zones. The aquatic microflora changed at 883 cm (3300 cal yr BP). An increase in *Scenedesmus* green algae took place, accompanied by the occurrence of Cladoceran mandible fragments (as shown on the pollen slides – *Fig. 6c*). The matrix of the sediment was formed by *Scenedesmus* cell walls. These changes imply a considerable increase in water depth. During the Holocene the water depth must have been at its highest in this phase. A remarkable feature of this zone is the periodic replacement of *Scenedesmus* by *Botryococcus pila* at 835 cm and 795 cm that may indicate temporary water depth declines or the expansion of the lakeshore *Sphagnum* carpet. In the fifth zone (SZA-M5: 680–603 cm; 700–0 cal yr BP) the macrofossil composition changed coincidentally with the terrestrial pollen assemblages. *Warnstorfia fluitans* occurred temporarily, followed by *Phragmites australis* and the species of the present floating fen association of the lakeshore (*Carex rostrata, C. lasiocarpa, Sphagnum squarrosum, S. palustre*). The microfossil assemblages indicate a gradual increase in *Botryococcus pila* and *Cyperaceae*. All these changes suggest a small decrease in water depth and the eutrophication which entailed the formation of the floating fen vegetation on the margin of the lake.

Siliceous algae

Two groups of siliceous algae were investigated: diatoms and chrysophycean stomatocysts. The latter were tallied but the cyst-types were not identified. Therefore, in *Fig. 9* only total stomatocyst frequencies are shown. Most diatom species identified in the sediment are acidobiontic or acidophilous and they are characteristic for oligo-dystrophic water. Euplanktonic diatoms were represented by *Asterionella ralfsii* and *Stenopterobia delicatissima*. In addition, the tychoplanktonic *Tabellaria flocculosa* was abundant in several samples. This species can occur in the plankton and benthos as well. The most diverse and abundant genera were *Pinnularia* and *Eunotia*. The description of the results below concentrates on species with distinct ecological indicator values. For a more detailed review of the diatom flora see BUCZKÓ et al. (in prep).

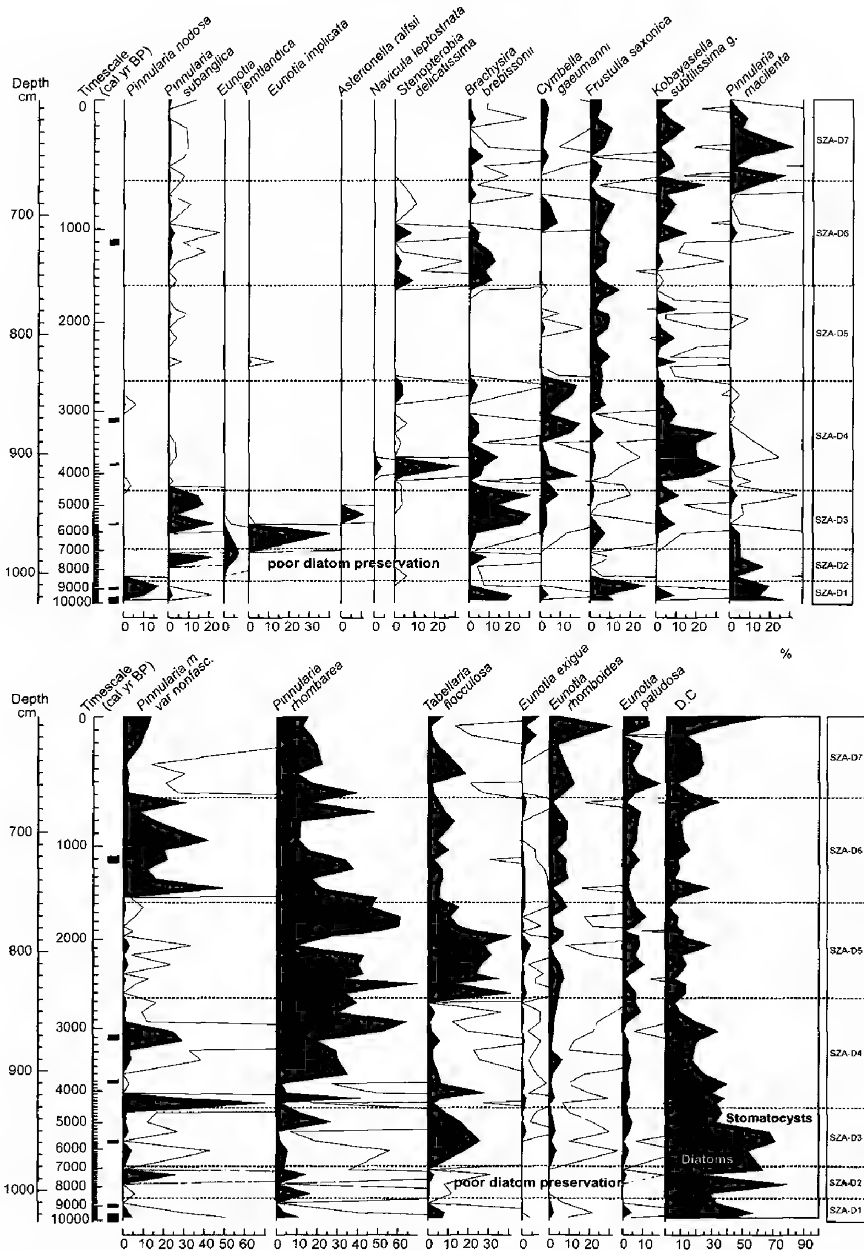


Fig. 9 Diatom abundance diagram of selected species expressed as a percentage of the total diatoms. Core SZA-AB3, Lake Saint Ana. Lines without filling are exaggerated (x10). Here abbreviated species names are given in full for the *Pinnularia microstauron* var. *nonfasciculata* and *Kobayasiella subtilissima* groups. D:C stands for Chrysophycean stomatocyst abundances relative to diatoms

9. ábra A kovamoszatvázak százalékos eloszlása a Szent Anna-tó üledékében (SZA-AB3 fúrás). A segédvonalak (kitöltetlen háttér) 10-el felszorzott százalékos értékeket jelölnek. Rövidített taxonnevek: Pinnularia microstauron var. nonfasciculata és Kobayasiella subtilissima csoport. D:C = A Chrysophyta sztomatociszták kovamoszatokra vonatkoztatott relatív gyakorisága

The lowermost zone of the diagram (SZA-D1; 9830–8800 cal yr BP; 1023–1010 cm) is characterised by acidophilous species: *Pinnularia macilenta, Brachysira brebissonii, Eunotia paludosa* and *E. exigua*. High humic acid concentrations are indicated by *Frustulia saxonica*. Oligotrophic conditions are suggested by *Cymbella gauemannii*. Today this species is abundant in *Sphagnum*-bogs and bog pools in N Europe and the Alps (KRAMMER & LANGE-BERTALOT 1986). Also characteristic is the occurrence of *Pinnularia nodosa;* this is a species which indicates low pH (<5.5) and *Sphagnum*-bogs (KRAMMER & LANGE-BERTALOT 1986). The relative abundance of diatoms (D) to chrysophycean cysts (C) – that is, the D:C ratio – is around 40%, pointing to mesotrophic conditions and/or low water depth (SMOL 1985). These results confirm the existence of a Sphagnum bog in the basin between 9830 and 8800 cal yr BP. Above 1007 cm (8600 cal yr BP) diatom valves are heavily damaged, being partially dissolved and fragmented. Therefore, only limited inferences can be made with respect to the environmental conditions between ca. 8800– 6900 cal yr BP (SZA-D2; 1010–980 cm). On the basis of the species composition (e.g. *Pinnularia, Frustulia*), it can be assumed that the water remained acidic. The most characteristic species is *Eunotia jemtlandica* which is described as a variant of *Eunotia monodon* (KRAMMER & LANGE-BERTALOT 1986) and indicates oligo-dystrophic water. Poor preservation of the diatoms suggests temporary desiccation of the bog pool, diatom dissolution triggered by organic acids,and oxic conditions at the sediment surface (LAWSON et al. 1978; BENNETT et al. 1991; GELL et al. 1994). Any of these factors or their combination can lead to the dissolution of the valves. D:C values are high in this zone – 80% – suggesting mesotrophic conditions. An interesting feature of the proxy-records is the coincidence of the poorly preserved diatom layers with the maxima of *Botryococcus pila* (*Fig. 6c*). According to KOMÁREK & JANKOVSKÁ (2001) and JANKOVSKÁ (2001) the presence of *Botryococcus pila* indicates that there was dystrophic water in small peaty lakes. Its good quantity can possibly be correlated with the poor preservation of the diatoms. The oil compounds stored by these algae break up and produce organic acids during decay, and in turn this triggers the dissolution of siliceous compounds. In this phase, the calculated sediment accumulation rates were very low (0.15 mm/yr). Furthermore, the pollen concentration maximum at 1003 cm (ca. 8400 cal yr BP) suggests the temporary stagnation of the sediment accumulation and so provides further evidence for the temporary desiccation of the lake basin caused by diatoms. Diatom preservation improves considerably above 980 cm (6900 cal yr BP). This level marks the onset of the third zone (SZA-D3; 6900–4550 cal yr BP). Both *Brachisera brebissonii* and *Tabellaria flocculosa* increase; the latter indicates a gradual increase in the water depth. This zone was divided into 3 subzones on the basis of frequent species composition changes (see *Fig. 9*). In addition to the increase in *T. flocculosa*, SZA-D3/a (6900–5450 cal yr BP; 980–955 cm) is characterised by the abundance of *Eunotia implicata*. This species indicates acidic water and low nutrient content. In SZA-D3/b (5450–5000 cal yr BP; 955–943 cm) a further water depth increase is suggested by the occurrence of *Asterionella ralfsii*. This euplanktonic species is abundant in acidic lakes and is a well-known indicator-organism of pH changes (GENSEMER et al. 1995). The maximum frequency of *T. flocculosa* is also attained in SZA-D3/b, in agreement with the

inferred water depth increase. D:C values decrease in this subzone (20–40%) suggesting a shift from mesotrophic to oligo/mesotrophic conditions. In SZA-D3/c (5000–4550 cal yr BP; 943–931 cm) *Asterionella ralfsii* disappears. There is a decrease in *Tabellaria flocculosa* which is counterbalanced by an increase in *Pinnularia subanglica*. All these changes point to a decreasing water depth.

The fourth zone (SZA-D4; 4550–2650 cal yr BP; 931–839 cm) is characterised by swift changes in the diatom flora. *Pinnularia rhombarea* still dominates, but its abundance fluctuates considerably within the zone, occasionally giving place to other taxa. SZA-D4 was divided into four subzones. In SZA-D4/a (4550–4200 cal yr BP; 931–923 cm) a low water depth can be assumed due to the abundance of *Pinnularia microstauron* var. *nonfasciata*; the latter is a species characteristic of *Sphagnum*-bogs (KRAMMER 2000). SZA-D4/b (4200–3800 cal yr BP; 923–911 cm) is characterised by the dominance of *Tabellaria flocculosa* and decreasing D:C values; both species suggest an increase in water depth and enhanced oligotrophy. Boreal and alpine species are also better represented (*Cymbella gauemanni, Kobayasiella subtilissima*). In SZA-D4/c (3800–3600 cal yr BP; 911–903 cm) *Stenopterobia delicatissima* attains its maximum presence (40%) and also characteristic is *Navicula leptostriata*; both indicate high humic acid concentrations and greater water depth. SZA-D4/d (3600–2650 cal yr BP; 903–839 cm) is characterised by an increase in the abundance of *Pinnularia rhombarea*. In addition, several *Kobayasiella* species appear and replace each other. All known species of the *Kobayasiella* genus are characteristic of oligotrophic or dystrophic water bodies (VANHOUTTE et al. 2004); their high amplitude fluctuation suggests frequently changing environmental conditions. The higher abundance of chrysophycean cysts points to increasing oligotrophy.

A significant increase in the water depth can be inferred around 2650 cal yr BP (839 cm), when the presence of *Tabellaria flocculosa* increases and attains the highest values in the sequence (23%). This marks the onset of the fifth zone (SZA-D5; 2650–1600 cal yr BP; 839–759 cm). In addition to *T. flocculosa, Pinnularia rhombarea* is also abundant in this zone. D:C values are very low (10%) suggesting a low trophic level. *Frustulia saxonica* and *Eunotia paludosa* are also well represented, and probably indicate the presence of a lakeshore *Sphagnum*-mire. On the basis of the diatom flora, the lake was at its deepest in this phase. Around 1600 cal yr BP, *T. flocculasa* declined markedly, while *Pinnularia microstuaron* var. *nonfasciata* increased. This change denotes the beginning of SZA-D6 (1600–650 cal yr BP; 759–671 cm) and points to decreasing water depth. This inference is also supported by the increasing abundance of *Frustulia saxonica* and *Brachiseira brebissonii*. D:C values, however, remain low suggesting oligotrophy. The uppermost zone, SZA-D7 (650–0 cal yr BP; 671–603 cm) is characterised by the dominance of *P. rhombarea* and *P. macilenta*. *Eunotia rhomboidea* and *E. paludosa* are also abundant and together with the *Pinnularia* species suggest an increase in the lakeshore *Sphagnum*-carpet and probably a further water-level decline. In recent decades, Lake Saint Ana has become a tourist attraction with bathers in the summer months. This is clearly reflected in the declining abundance of chrysophycean cysts which indicates nutrient enrichment and thus a shift to mesotrophic conditions.

Discussion

In this section an attempt is made to achieve a synthesis of the various environmental proxy records. In particular, an examination is made of the extent to which the recorded environmental changes are coincident. A consistent and comparable zonation scheme of all stratigraphies may help to distinguish between phases of stability and phases of change (BIRKS & GORDON 1985). If the zone boundaries of different proxies coincide, it can be assumed that a substantial and overriding change in a major environmental factor was the common cause. Zone boundaries which only occur in individual proxies may be the result of the passing of a threshold which was only important for that individual proxy and may thus signify environmental change at a lower level. The numerical zonations of all the proxies are shown on *Fig. 10*, together with the major inferences (BIRKS & GORDON 1985).

Reconstruction of the Holocene water depth changes in Lake Saint Ana

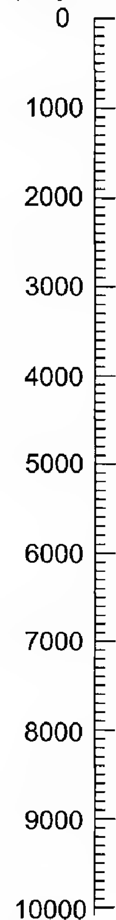
For the reconstruction of the water depth changes the results of the diatom, D:C ratio and macrofossil analyses were used. In the case of the diatoms, a water depth increase was inferred from the spread of tycho- and euplanktonic species, whilst a decreasing water depth was indicated by the expansion of benthic/littoral species (*Fig. 11*). In addition, changes in the relative abundance of Chrysophycean stomatocysts were taken to represent changes in the trophic status and also in the water depth. In lakes such as Saint Ana an increase in the water depth (and volume) will inevitably lead to the decrease of available nutrients and this in turn would trigger the spread of planktonic chrysophyceans (SMOL 1985). For the macrofossil record, the stratigraphic plot of the 2nd principal component was used to infer water depth changes (*Fig. 10*). Here, low values indicate an increase in the water depth, and vice versa.

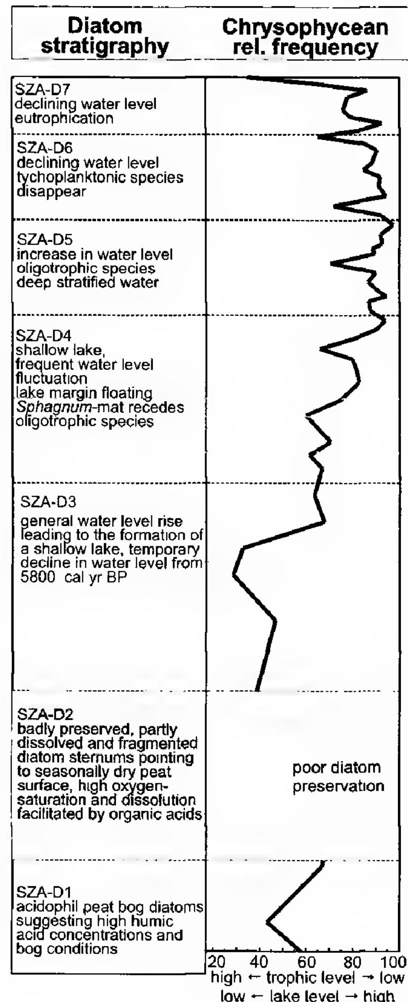
9830–8800 cal yr BP – shallow lake and Sphagnum-bog

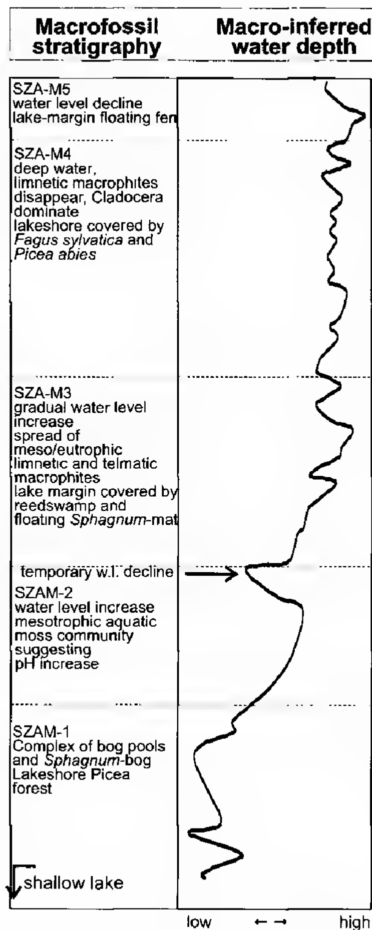
At the core location, the numerous Cladoceran remains point to the presence of a puddle in the middle of the crater. This was surrounded by *Sphagnum*-bog. The high humic acid concentration of the water and the acidophilus bog conditions suggested by the diatoms are in good agreement with the abundant macroremains of *Sphagnum* and *Eriophorum vaginatum*.

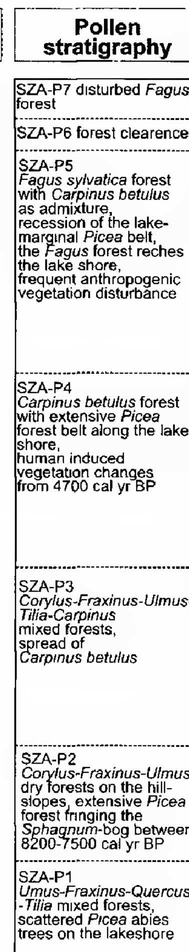
8800–7050 cal yr BP – Sphagnum-bog and bog pools

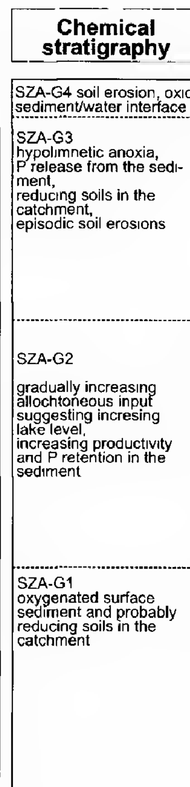
The decrease of Cladoceran remains and the alteration of the diatom flora suggest a decrease in water depth. The two records are offset by ca. 200 years. The compositional change of the macrofossil record at 9000 cal yr BP (*Fig. 10*) is followed by the damage and partial dissolution of the diatom frustules from ca. 8800 cal yr BP. The oxidative surface conditionsindicated by the presence of diatoms and the possible temporary drying out of the bog pools (BENNETT et al. 1991) are also coincident with a major terrestrial vegetation change, i.e. the spread of *Corylus avellana*. Since the lake basin is fed exclusively by rainwater, the reconstructed water depth decrease can most likely be connected to a regional climate change, i.e. a decrease in available moisture during the vegetation season.

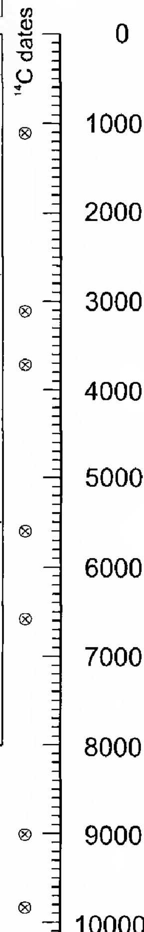

Timescale
(cal yr BP)
0
1000
2000
3000
4000
5000
6000
7000
8000
9000
10000


Diatom stratigraphy
Chrysophycean rel. frequency
SZA-D7
declining water level
eutrophication
SZA-D6
declining water level
tychoplanktonic species disappear
SZA-D5
increase in water level
oligotrophic species
deep stratified water
SZA-D4
shallow lake,
frequent water level fluctuation
lake margin floating Sphagnum-mat recedes
oligotrophic species
SZA-D3
general water level rise leading to the formation of a shallow lake, temporary decline in water level from 5800 cal yr BP
SZA-D2
badly preserved, partly dissolved and fragmented diatom sternums pointing to seasonally dry peat surface, high oxygen-saturation and dissolution facilitated by organic acids
poor diatom preservation
SZA-D1
acidophil peat bog diatoms suggesting high humic acid concentrations and bog conditions
20 40 60 80 100
high ← trophic level → low
low ← lake level → high


Macrofossil stratigraphy
Macro-inferred water depth
SZA-M5
water level decline
lake-margin floating fen
SZA-M4
deep water,
limnetic macrophites disappear, Cladocera dominate
lakeshore covered by Fagus sylvatica and Picea abies
SZA-M3
gradual water level increase
spread of meso/eutrophic limnetic and telmatic macrophites
lake margin covered by reedswamp and floating Sphagnum-mat
temporary w.l. decline
SZAM-2
water level increase
mesotrophic aquatic moss community suggesting pH increase
SZAM-1
Complex of bog pools and Sphagnum-bog
Lakeshore Picea forest
shallow lake
low ← → high


Pollen stratigraphy
SZA-P7 disturbed Fagus forest
SZA-P6 forest clearence
SZA-P5
Fagus sylvatica forest with Carpinus betulus as admixture,
recession of the lake-marginal Picea belt,
the Fagus forest reches the lake shore,
frequent anthropogenic vegetation disturbance
SZA-P4
Carpinus betulus forest with extensive Picea forest belt along the lake shore,
human induced vegetation changes from 4700 cal yr BP
SZA-P3
Corylus-Fraxinus-Ulmus-Tilia-Carpinus mixed forests,
spread of Carpinus betulus
SZA-P2
Corylus-Fraxinus-Ulmus dry forests on the hill-slopes, extensive Picea forest fringing the Sphagnum-bog between 8200-7500 cal yr BP
SZA-P1
Umus-Fraxinus-Quercus-Tilia mixed forests,
scattered Picea abies trees on the lakeshore


Chemical stratigraphy
SZA-G4 soil erosion, oxic sediment/water interface
SZA-G3
hypolimnetic anoxia,
P release from the sediment,
reducing soils in the catchment,
episodic soil erosions
SZA-G2
gradually increasing allochtoneous input suggesting incresing lake level,
increasing productivity and P retention in the sediment
SZA-G1
oxygenated surface sediment and probably reducing soils in the catchment


14C dates
0
1000
2000
3000
4000
5000
6000
7000
8000
9000
10000

7050–5800 cal yr BP – shallow mesotrophic lake with a gradual water depth increase

Both the diatom and macro records denote an increase in the water depth, but due to the slightly different position of the zone boundaries, there is a ca. 150 years delay in the diatom record (6900 cal yr BP). Also delayed is the decline of *Botryococcus pila*, at 6800 cal yr BP, and the decrease in organic content (*Fig. 11*), both stressing that the increase in the water depth was gradual. The trophic status of the water also increased in this phase. There is no coincident change in the terrestrial vegetation; there was a change about 300 years earlier with the decline of *Corylus* and the repeated spread of mesophilous trees. However, 6800 cal yr BP does mark the spread of *Carpinus betulus* in the forests dominated by *Corylus–Fraxinus–Ulmus* (*Fig. 11*), and on the basis of this it can be assumed that the reconstructed gradual increase in the lake depth can be correlated with a change in the macroclimate.

5800–5500 cal yr BP – water depth decline or increase? Temporary widening of the lake marginal Sphagnum-mat

The macrofossil record signals a short-term decrease in the water depth around 5800 cal yr BP (*Fig. 10*), although statistically significant zone boundaries were not found. This change is also apparent in the siliceous microfossil record. The relative abundance of chrysophycean stomatocysts decreases temporarily together with the tychoplanctonic *T. flocculosa* (*Figs 10, 11*).

5500–2700 cal yr BP – mesotrophic shallow and deep lake phase

All three proxies – diatom, D:C ratio, macrofossil – denote a swift water depth increase between 5550 and 5250 cal yr BP with statistically significant zone boundaries in the pollen, macrofossil and chemical records. In the diatom record the occurrence of the euplanktonic *Asterionella ralfsii* also indicates an increase in water depth (*Fig. 10*). Due to its low frequency, this part of SZA-D3 could only be differentiated as an ecologically important subzone. The inferred water depth increase is coincident with a significant (10%) decrease in the organic content of the sediment (*Fig. 11*). Moreover, the maximal coverage of *Carpinus betulus* on the slopes surrounding the lake also commenced at 5500 cal yr BP, suggesting a climate-induced environmental change, i.e. an increase in the available moisture in the growing season.

Between 5000 and 2700 cal yr BP the diatom, macrofossil and chemical records indicate several fluctuations in the water depth (see the Mn peaks and coincident *Tabellaria flocculosa* minima on *Fig. 11*) and this can probably be connected to short-term anthropogenic disturbances as evidenced by the pollen record (*Fig. 11*).

←*Fig. 10* Summary of the diatom, macrofossil, pollen and chemical stratigraphies with inferences for the Holocene water depth changes, forest development and catchment/within lake processes. Core SZA-AB3, Lake Saint Ana, Romania

10. ábra A kovamoszat, makrofosszília, pollen és nyomelem sztratigráfiák összefoglaló ábrája. Az ábra következtetéseket tartalmaz a holocén vízmélységváltozásokra, erdőtörténeti fázisokra és az üledékgyűjtőben/tóban végbement kémiai változásokra vonatkozóan. SZA-AB3 fúrás, Szent Anna-tó, Románia

Depth (cm)
Timescale (cal yr BP)
Selected arboreal pollen percentages
Fagus →
Carpinus →
Corylus→
Anthropogenic indicator pollen
Picea abies (m)
Fagus sylvatica (m)
Sphagnum magellanicum (m)
UOM (m)
Phragmites australis (m)
Cladocera (m)
Mn
Tabellaria flocculosa (d)
Botryococcus pila (a)
Scenedesmus (a)
P
Diatom inferred epilimnetic P
Al:Fe molar ratio
Organic content
Diatom inferred pH
decreasing lake level
oligotrophic deep lake
>90%
transitional phase
mesotrophic shallow and deep lake with *Phragmites* swamp
temporary lake level decline
oligotrophic shallow lake gradual lake level rise
Sphagnum-bog & bog pools
shallow lake & *Sphagnum* bog

2700–700 cal yr BP – oligotrophic deep lake phase

During the *Carpinus/Fagus* forest change (ca. 3300 cal yr BP), aquatic organisms experienced diversified reactions. The macrofossil composition of the sediment changed coincidentally with the terrestrial vegetation, but this does not imply any significant increase in water depth (*Fig. 10*). The diatom flora, on the other hand, indicates a marked increase in the water depth at 2700 cal yr BP, i.e. 500 years later than the forest change. In the microfossil record, *Scenedesmus* remains first appeared around 3300 cal yr BP; however, they only occurred *en masse* from *ca.* 2700 cal yr BP (*Fig. 11*). *Scenedesmus* species are planktonic and their occurrence in the sedimentary records usually indicates increasing water depth (VORREN et al. 1988). It is noteworthy that the relative abundance of *Scenedesmus* fluctuated considerably between 2700 and 700 cal yr BP, and it occurred antagonistically with *Botryococcus pila*. This process was also accompanied by fluctuations of the organic content (*Fig. 11*). Comparing these changes with the pollen record, they cannot unequivocally be connected to anthropogenic disturbance (*Fig. 11*); it is clear, however, that the aquatic environment changed frequently even within this relatively stable deep-water phase. The coincidence of the major zone boundaries around 3300 and 2700 cal yr BP suggests that the reconstructed water depth increase was invoked by a major environmental change between 3300 and 2700 cal yr BP. From these data a considerable increase in precipitation can be inferred around 2700 cal yr BP.

At 1600 cal yr BP the diatom flora suggests a decrease in the water depth (*Figs 10, 11*). The small-scale increase of the D:C ratio also supports this notion, but there is no coincident change in the macrofossil and chemical records. In the terrestrial vegetation, the relative abundance of *Carpinus betulus* increases around 1600 cal yr BP, together with anthropogenic indicators; therefore, the forest change can probably be related to human disturbance. The first clearly anthropogenic forest clearance and soil erosion was detected between ca. 1050 and 900 cal yr BP. From this date changes in the macrofossil and diatom records indicate human induced eutrophication and related water depth decreases.

←*Fig. 11* Selected palaeo-proxies plotted against a calibrated BP timescale. Core SZA-AB3, Lake Saint Ana, Romania. Note the different scales. UOM: unidentifiable organic matter; (p):pollen; (m): macrofossil; (d): diatom; (a): algal remains. To estimate total epilimnetic P and pH from diatoms, the training dataset in the EDDI database was used. Water chemistry parameters were obtained by comparing the fossil and recent diatom assemblages using the transfer function (LWWA). Details of this technique are given by BIRKS (1998) and JUGGINGS (2001). Details of the analysis are given in BUCZKÓ et al. (in prep). Dashed lines indicate the reconstructed water depth phases

11. ábra A legfontosabb őskörnyezeti proxi-adatok kalibrált időskála mentén. SZA-AB3 fúrás, Szent Anna-tó, Románia. UOM: szerves törmelék; (p): pollen; (m): makrofosszília; (d) kovamoszat; (a): algamaradvány. Az epilimnetikus foszfortratalom változásainak rekonstrukciójához a fosszilis kovamoszat adatsort használtuk fel. A fosszilis spektrumokat az EDDI adatbázisban szereplő modern mintákkal vetettük össze transzfer funkciók alkalmazásával (LWWA). A módszer részletes leírását lásd BIRKS (1998) és JUGGINGS (2001) munkáiban. A statisztikai analízis részleteit BUCZKÓ et al. (in prep) tanulmánya tartalmazza. A szaggatott vonalak a rekonstruált vízménység-fázisokat jelölik

700–0 cal yr BP – oligotrophic lake phase

Both the diatom and the macrofossil records denote decreasing water depth and an increasing trophic status from 700 cal yr BP.

Relationship between chemical composition, water depth, terrestrial vegetation and diatom-based environmental reconstruction

Element concentrations were measured above 1000 cm (ca. 8150 cal yr BP); therefore, comparison with other proxies can only be made above this level. The interpretation of the chemical diagram is complicated by the collective measurement of the different sediment components (ENGSTROM & WRIGHT 1984); in addition to the allochtonous organic matter and inorganic clastic particles, the followind – among others –have to be considered: autochthonous organic material (e.g. macrophytes and algae), dust precipitation and dissolved ions from soil solutions. From the diatom and macrofossil records it is clear that Lake Saint Ana was a low pH, oligo-mesotrophic water body both in its lake and mire phases. Today, the dissolved ion content of the water is very low (GELEI 1909, Péter SOMAY pers comm.). In the formation of the sediment an important role is played by allochtonous organic material (leaves, pollen),this beeing due to overhanging trees. Taking into account these factors, changes in the chemical composition of the sediment have most likely been triggered by one of the following processes: 1) soil change in the catchment area; 2) changes in the aquatic/wetland flora and fauna; and 3) changes in the redox condition at the sediment/water interface.

If the chemical record is considered in light of the above relationships and together with the terrestrial vegetation and water depth records, it can be said that between 8150 and 6600 cal yr BP the high Mn and Fe content-based inference of an oxidative sedimentary environment and reducing soil conditions is good in agreement with the reconstructed *Sphagnum*-bog and extensive *Picea abies* forest. The abundance of *Picea* on the lakeshore persisted until ca. 6600 cal yr BP (see the macro curve in *Fig. 11*). It is known from recent experiments that *Picea* needles can cause acidification in the soil and this leads to the reduction and mobilisation of the Fe and Mn compounds (ROTHE et al. 2002; HAGEN-THORN et al. 2004). The diatom-inferred pH is also in agreement with these inferences; it shows consistently low values of around 5.5.

During the decline of the respective Fe and Mn concentrations, around 6600 cal yr BP, there was also a temporary decrease in the quantity of *Picea* macrofossils (*Fig. 11*), whilst the water depth increased. The decrease in the organic content indicates that there was an accelerated clastic input. At the same time, there was a massive increase in sedimentary P, coincident with the expansion of *Carpinus betulus* and the occurrence of *Phragmites australis* macrofossils (*Fig. 11*). Note also that diatom-inferred epilimnetic P declined at the same time along with an increase in pH (*Fig. 11*). Taking into account the results of several other sedimentary phosphorous studies (for summaries see LERMAN 1978; ENGSTROM & WRIGHT 1984; GIBSON 1997), it seems likely that the increased concentration of P in the sediment can be connected to the increasing productivity of the lake and the intense accumulation of P-rich

macrophytes between 6600 and 3300 cal yr BP. The applied technique does not make it possible us to determine in what form it is present in the sediment, but the lack of correlation with the traditionally clastic elements (Al, K) suggests that it is bound to organic compounds, and most likely originates from the lakeshore *Phragmites*-swamp.

Between 3300 and 2700 cal yr BP several marked changes took place in the chemical record: the concentration of Fe decreased, Mn disappeared, whilst sedimentary P increased further (*Figs 5* and *11*). At the same time, the abundance of *Picea* decreased on the lakeshore and *Fagus sylvatica* became dominant on the uphill forest. However, the macrofossil record contained only a very few *Fagus* macro-remains. The water depth increased slightly but with considerable fluctuation (see the Chrysophycean frequency and PCA curves in *Fig. 10*). In the sediment, the Al:Fe molar ratio increased above 30 in several samples suggesting intense Fe reduction and dissolution at the sediment/water interface. Given the inferred Fe reduction, it is very difficult to interpret the increasing quantity of P. Note also that the diatom-inferred epilimnetic P shows a peak around 3400 cal yr BP – that is, it preceded the sedimentary *P* rise. This infers an accelerated *P* input and availability in the lake, probably in connection with the ongoing terrestrial and aquatic vegetation change (for example note the coincident disappearance of *Phragmites australis*). As pointed out in several studies (GIBSON 1997; BOYLE 2001), anoxic conditions at the sediment/water interface favour the dissolution of P, but here the opposite trend was found. This is only conceivable if the *P* molecules were bound to organic substances at the time of deposition and thus could not be released. Therefore the increasing concentration can probably be interpreted as a result of slackening decomposition, most likely in relation to the redox changes at the sediment/water interface. The possibility of a further increase in lake productivity was not considedred, because both the macrofossil and diatom records provided evidence against this (*Fig. 11*).

From 2700 cal yr BP P concentrations declined steeply, whilst Fe and Mn increased slightly. In addition, between 2700 and 600 cal yr BP, several elements – Mn, Li, K, V, Cu – showed high-amplitude fluctuation (*Fig. 4*), whilst the diatom-inferred pH indicated the acidification of the lake water. For the interpretation of these changes it is important to note that 2700 cal yr BP marks a large increase in the water depth and the establishment of a thick *Fagus sylvatica* forest on the lakeshore. The *P* decline could be explained by several mechanisms: (1) decreasing input from the catchment area; (2) increased mobilisation of P due to enhanced bacterial decomposition and seasonal anoxia at the sediment/water interface; and (3) the increased volume of the water in which the unchanged influx of allochtonous P became diluted. These latter two mechanisms seem to have acted together since, beside the inferred oligotrophy of the lake, there were several algal blooms which suggest periodic increases in the phytoplankton productivity (*Fig. 11*). In the background of the periodic Fe and Mn increases it is assumed that there was an increasing allochtonous input. From 2700 cal yr BP, the concentration curves of Fe and Mn show a positive correlation with Al (see molar ratios on *Fig. 11*), suggesting that these elements arrived into the lake by clastic inwash. Their concentration changes in the sediment ant this reflects the intensity of the soil erosion in this period.

The frequent changes in the concentration of several elements from 2700 cal yr BP can probably be connected with the establishment of the dimictic thermal stratification of the lake (LERMAN 1978). In the case of small lakes like Saint Ana, it is possible to calculate the water depth at which the lake becomes stratified. Using RAGOTZKIE's (1978) formula and the present perimeter of the lake, the position of the thermocline is estimated at 5–5.3 m. Although measurements have not yet been made on the possible existence of a thermocline, it seems unlikely that the lake is stratified today, since the largest water depth is 6 m, and this is limited to a very small area (*Fig.* 2). Nonetheless, if the measured maximal water depth in the 17th century (12 m) is considered and the calculated increase in the perimeter of the lake is taken into account (ca. 1.9–2 km using 3D digital basin-elevation model; see PÁL 2001), the position of the thermocline can be estimated at 5.65 m – i.e. the lake was certainly stratified at that time. Around 2700 cal yr BP the lake level increased to well above the 19th century level, and therefore it is feasible to assume that the lake became stratified in this period.

Regional pattern of lake-level change during the Holocene

Recent syntheses of Holocene lake-level records by HARRISON et al. (1996) and MAGNY et al. (2002) focus on the NW, Baltic, Mediterranean and central zones of Europe, but there is no discussion about SE Europe, including Hungary, Romania and Bulgaria. Except for Lake Balaton in western Hungary (CSERNY 1993, 2002; CSERNY & NAGY-BODOR 2000), this area appears blank on the lake data source maps (MAGNY et al. 2002) and this signifies to the paucity of available Holocene lake-level records in this region.

In NW Romania, the pollen and plant macrofossil-based palaeohydrological reconstruction of FEURDEAN & BENNIKE (2004) suggests that around 8600 cal yr BP synchronous changes in two peat bogs (Steregoiu and Preluca Tiganului) took place, these being associated with drier conditions. The authors argue that regionally and climatically driven changes occurred. In Lake Saint Ana, the first decrease in the water depth was dated to ca. 8800 cal yr BP – that is, about 200 years earlier – but still within error of dating with respect to the NW Romanian records. In Poland, STARKEL et al. (1996) found higher lake-levels between 9500 and 8600 cal yr BP, in agreement with the higher lake-level phase in Lake Saint Ana. In the Vistula Valley, ca. 8600 cal yr BP there was a considerable decline in lake-levels (STARKEL et al. 1996). A lengthy dry phase was also established in the lowland areas of S and NW Hungary, this being on the basis of the plant macrofossil records (Császártöltés, Szélmező Mire). JAKAB et al. (2004b) and JAKAB (2005) recorded drier mire conditions from 9000 cal yr BP at Szélmező and from 8500 cal yr BP at Császártöltés. In both places the dry period was followed by increasing water depths around 4400 cal yr BP. In the Szigliget Basin of Lake Balaton, high lake levels were recorded at 8400 cal yr BP, but subsequently the lake level decreased gradually until ca. 7600 cal yr BP (JAKAB 2005; JAKAB et al. 2005). It can be concluded that a large number of palaeo-records in the region suggest lower water depths and so drier conditions probably commenced around 8600 cal yr BP. In this respect, the 200 years deviation of the records referring to Saint Ana might be attributable to the

uncertainty of the radiocarbon timescale in this part of the core. Note that pollen concentration varies considerably between 9000 and 5500 cal yr BP, these being two endpoints of the interpolated age range (*Fig. 3*). This suggests varying sediment accumulation rates.

The moderate lake-level rise from ca. 7050 cal yr BP in Saint Ana is also detectable in Lake Balaton (JAKAB et al. 2005), while in the NW Romanian peat bogs, a two-step return to cooler and moister conditions was shown by FEURDEAN (2005) from ca. 8000 and 6800 cal yr BP. Furthermore, climatic signals recorded by oxygen isotopes in a stalagmite in NW Romania indicated a cooler period between 7100 and 6800 cal yr BP (ONAC et al. 2002). These data are in sharp contrast with the Western Mediterranean, where the Early Holocene was generally moister (HARRISON et al. 1996; MAGNY et al. 2002). In contrast, the Carpathian Region was characterised by a more complex climate regime, with dry conditions between ca. 8600 and 7100 cal yr BP, followed by a gradual increase in the regional lake-levels; this indicates that there was available moisture from ca. 7100–7000 cal yr BP.

The moderate increase in the lake-level of Saint Ana between 7050–5500 cal yr BP, punctuated by short-term decreases (*Fig. 10* and *11*), was followed by a marked increase around 5500 cal yr BP. It is worth mentioning that Lake Balaton also displayed a considerable lake-level rise at the same time and attained its largest surface area (CSERNY & NAGY-BODOR 2000; TULLNER & CSERNY 2003; JAKAB 2005; JAKAB et al. 2005; SÜMEGI et al. in press). Withespect to the terrestrial vegetation *Fagus, Tilia* and *Carpinus* spread. Around Lake Saint Ana, *Carpinus betulus* had attained maximum abundance by 5500 cal yr BP. In contrast with these records, in NW Romania FEURDEAN (2005) inferred warmer and possibly drier conditions between 5750–4800 cal yr BP, his assumptions resting on the basis of the lower frequency of wetland indicator pollen taxa and lower peat accumulation rates. The accompanying terrestrial vegetation change – i.e. expansion of *Carpinus betulus* and *Fagus sylvatica* – however, corresponds with the Saint Ana pollen record, suggesting a regional and so probably climatically driven vegetation change.

A further substantial lake-level rise ca. 2700 cal yr BP resulted in the stratification of the water in Lake Saint Ana. A synchronous change took place in NW Romania, where increasing mire surface wetness was demonstrated from ca. 2800 cal yr BP using testate amoebae and peat humification records (SCHNITCHEN et al. 2003; in press). In the Gutin Mountains BJÖRKMAN et al. (2002a, b) noted the development of open fen vegetation along with the expansion of *Fagus sylvatica* after 3400 cal yr BP. In Hungary, several lake basins showed renewed sediment accumulation from ca. 3000 cal yr BP following early and mid-Holocene hiatuses – e.g. Lake Baláta near Szenta (JAKAB 2005, JUHÁSZ 2005) and Lake Nádas near Nagybárkány (JAKAB 2005; JAKAB & SÜMEGI 2006). On the whole these data suggest increasing moisture availability in the Romanian Carpathians and the adjoining Carpathian basin from ca. 3400 cal yr BP, with maximum moisture availability occurring around 2700–2800 cal yr BP.

Conclusions

From the above discussion the following conclusions can be made concerning the Holocene environmental history of Lake Saint Ana:

The early Holocene *Ulmus–Fraxinus* forests of the hillslopes around the lake were replaced by *Corylus* ca. 8800 cal yr BP, followed by the re-expansion of *Fraxinus*, *Quercus* and *Tilia* and the spread of *Carpinus betulus* from ca. 7500 cal yr BP. The formation of a forest belt dominated by *Carpinus betulus* was dated to 5500 cal yr BP, while the two-step expansion of *Fagus sylvatica* took place between 3700 and 3300 cal yr BP. From 3300 cal yr BP *Fagus sylvatica* became the dominant canopy tree in the forests around the lake.

Joint interpretation of the terrestrial pollen and plant macrofossil records also highlighted the difference between the lakeshore and hillslope vegetation throughout the Holocene. The persistence of the lakeshore *Picea abies* belt can be explained by the cooler and moister microclimate of the basin; the latter led to thermal inversion.

The reconstruction of the Holocene lake-level changes was based on the diatom and plant macrofossil records. According to these, the water depth showed considerable fluctuation during the Holocene and in most cases this was coincidental with the terrestrial vegetation changes. This is significant that low water depths characterised the early Holocene until ca. 8800 cal yr when the open water became overgrown by a raised bog. From ca. 7050 cal yr BP the water depth increased gradually and shallow water conditions prevailed until ca. 5500 cal yr BP, when a marked increase was detected, accompanied by increasing trophic status. The highest lake-levels were found between 2700 and 700 cal yr BP. The geochemical record pointed to the thermal stratification of the lake in this period.

Acknowledgements

We owe special thanks to Dr Lilla HABLY, who provided opportunity for the first author to work on this project at the Hungarian Natural History Museum. We are grateful to Ferenc WANEK for his help during the fieldwork at Lake Saint Ana and to Dr Magdolna HETÉNYI for the organic carbon analyses. We also thank Dr Judy ALLEN for her helpful discussion and comments. Financial support for this study was provided by the Hungarian Scientific Research Foundation (OTKA D45947, T043664, T43078), the European Union Marie Curie Grant (MEIF-CT-2003-500501) and the Bilateral Intergovernmental S&T Cooperation (GB-46/01).

References

ALLES, E., NÖRPEL-SCHEMPP, M. & LANGE-BERTALOT, H. 1991: Zur Systematik und Ökologie charakteristischer Eunotia-Arten (Bacillariophyceae) in elektrolyt-armren Bachoberläufen. – *Nova Hedwigia* **53**, 171–214.

BARBER, K. E., CHAMBERS, E. M., MADDY, D. & BREW, J. 1994: A sensitive high-resolution record of the Holocene climatic change from a raised bog in northern England. – *The Holocene* **4**, 198–205.

BENGTSSON, L. & ENELL, M. 1986: Chemical analysis. – In: BERGLUND, B. E. (ed.): Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology. John Wiley and Sons, Chichester. 423–451.

BENNETT, K. D. 1992: PSIMPOLL: A quickBasic program that generates PostScript page description of pollen diagrams. – *INQUA Commission for the study of the Holocene: working group on data handling methods newsletter* 8, 11–12.

BENNETT, P. C., SIEGEL, D. I., HILL, B. M. & GLASER, P. H. 1991: Fate of silicate in a peat bog. – *Geology* **19**, 328–331.

BERGLUND, B. E. & RALSKA-JASIEWICZOWA, M. 1986: Pollen analysis and pollen diagrams. – In: BERGLUND B. E. (ed.): Handbook of palaeoecology and palaeohydrology. John Wiley and Sons, New York. 455–479.

BIRKS, H. J. B. 1998: Numerical tools in palaeolimnology – Progress, potentialities, and problems. – *Journal of Palaeolimnology* **20**, 307–332.

BIRKS, H. J. B. & GORDON, A. D. 1985: Numerical methods in Quaternary Pollen Analysis. – Academic Press, London, 317 p.

BJÖRCK, S., BENNIKE, O., POSSNERT, G., WOHLFARTH, B. & DIGERFELDT, G. 1998: A high-resolution ^{14}C dated sediment sequence from southwest Sweden: age comparisons between different components of the sediment. – *Journal of Quaternary Science* **13**, 85–89.

BJORKMAN, L., FEURDEAN, A., CINTHIOA, K., WOHLFARTH, B. & POSSNERT, G. 2002a: Lateglacial and early Holocene vegetation development in the Gutaiului Mountains, northwestern Romania. – *Quaternary Science Reviews* **21**, 1039–1059.

BJÖRKMAN, L., FEURDEAN, A. & WOHLFARTH, B. 2002b: Late-Glacial and Holocene forest dynamics at Steregoiu in the Gutaiului Mountains, Northwest Romania. – *Review of Palaeobotany and Palynology* **25/14**, 1–33.

BODNARIUC, A., BOUCHETTE, A., DEDOUBAT, J. J., OTTO, T., FONTUGNE, M. & JALUT, G. 2002: Holocene vegetational history of the Apuseni mountains, central Romania. – *Quaternary Science Reviews* **21**, 1465–1488.

BOROS, Á. 1943: A Kukojszás vagy Mohos-tó és a Szentanna tó lápja. – *Debreceni Szemle* **12**, 113–115.

BOYLE, J. F. 2001: Inorganic geochemical methods in paleolimnology. – In: LAST, W. M. & SMOL, J. P. (ed.): Tracking Environmental Change Using lake Sediments. Volume 2. Physical and Geochemical Methods. Kluwer Academic Publishers, London, 83–141.

BUCZKÓ, K., MAGYARI, E. K., SCHNITCHEN, CS. & BRAUN, M., JAKAB, G. (in prep): Diatom-inferred Holocene hydrological changes in the carter lake of Saint Ana, Harghita Mountains, Romania. – *Journal of Palaeolimnology*.

CSERNY, T. 1993: Lake Balaton, Hungary. – In: GIERLOWSKI-KORDESCH, E. & KELTS, K. (eds): A Global Geological Record of Lake Basins, Cambridge University Press. 397–401.

CSERNY, T. 2002: A balatoni negyedidőszaki üledékek kutatási eredményei. – *Földtani Közlöny* **132/különszám**, 193–213.

CSERNY, T. & NAGY-BODOR, E. 2000: Limnogeology of Lake Balaton (Hungary). – In: GIERLOWSKI-KORDESCH, E. H. & KELTS, K. R. (eds): Lake basins though space and time: AAPG Studies in Geology, 605–618.

DEAN, W. E. Jr. 1974: Determination of carbonate and organic matter in calcareous sediments and sedimentary rocks by loss on ignition: comparisons with other methods. – *Journal of Sedimentary Petrology* **44**, 242–248.

DIACONEASA, B. & MITROESCU, S. 1987: Analize polen in Mlastina „Taul Fara Fund", Jud. Alba. – *Contributii Botanice, Cluj-Napoca*, **69–74**.

ENGSTROM, D. R. & WRIGHT, H. E. 1984: Chemical stratigraphy of lake sediments as a record of environmental change. – In: HAWORTH, E. Y. & LUND, J. W. G. (eds): Lake Sediments and Environmental History. Leichester University Press, Leichester; University of Minnesota Press, Minneapolis. 11–67.

ESPITALIE, J., DEROO, G. & MARQUIS, F. 1985: Rock-Eval Pyrolysis and its Applications. – *Institut Français du Pétrole. Geologie* No. 27299, 72 p.

FĂRCAS, S., DE BEAULIEU, J.L., REILLE, M., COLDEA, G., DIACONEASA, B., GOSLAR, T. & JULL, T. 1999: First ^{14}C datings of lateglacial and holocene pollen sequences from the Romanian carpathians. – *Comptes Rendues de l'Academie des Sciences de Paris, Sciences de la Vie* **322**, 799–807.

FĂRCAS, S., TANTĂU, I. & BODNARIUC, A. 2003: The Holocene human presence in Romanian Carpathians, revealed by the palynological analysis. – *Würzburger Geographische Manuskripte* **63**, 113–130.

FEURDEAN, A. 2004: Palaeoenvironment in north-western Romania during the last 15,000 years. – PhD Thesis in Quaternary Geology No. 3, Department of Physical Geography and Quaternary Geology, Stockholm University. 47 p.

FEURDEAN, A. 2005: Holocene forest dynamics in northwestern Romania. – *The Holocene* **15/30**, 435–446.

FEURDEAN, A. & BENNIKE, O. 2004: Late Quaternary palaeoecological and palaeoclimatological reconstruction in the Gutaiului Mountains, northwest Romania. – *Journal of Quaternary Science* **19/8,** 809–827.

GELEI, J. 1909: A Szent Anna-tó. – *Földrajzi Közlemények* **47**, 177–201.

GELL, P., BARKER, P., DEDECKKER, P., LAST, W. & JELICIC, L. 1994: The Holocene history of West Basin Lake, Victoria, Australia; chemical changes based on fossil biota and sediment mineralogy. – *Journal of Palaeolimnology* **12**, 235–258.

GENSEMER, R. W., SMITH, R. E. H. & DUTHIE, H. C. 1995: Interactions of pH and aluminium on cell length reduction in Asterionella ralfsii var. americana. In: KORNER. & MARINO, D. & MOSTRESOR, M. (eds.): Proceedings of the 13th International Diatom Symposium. Biopress Limited Bristol. 39–46.

GIBSON, C. E. 1997: The Dynamics of Phosphorous in Freshwater and Marine Environments. – In: TUNNEY, H., CARTON, O. T., BROOKES, P. C. & JOHNSTON, A. E. (ed.): Phosphorous Loss from Soil to Water. CAB international, Wallingford, UK. 119–149.

HARRISON, S. P., YU, GE. & TARASOV, P. E. 1996: Late Quaternary Lake-Level Record from Northern Eurasia. – *Quaternary Research* **45**, 138–159.

HAGEN-THORN, A., CALLESEN, I., ARMOLAITIS, K. & NIHLGARD, B. 2004: The impact of six European tree species on the chemistry of mineral topsoil in forest plantations on former agricultural land. – *Forest Ecology and Management* **195**, 373–384.

HERTELENDI, E., CSONGOR, É., ZÁBORSZKY, L., MOLNÁR, J., GÁL, J., GYÖRFFY, M. & NAGY, S. 1989: A counter system for high precision ^{14}C dating. – *Radiocarbon* **34/3**, 833–839.

HUNTLEY, B., WATTS, W.A., ALLEN, J. R. M. & ZOLITSCHKA, B. 1999: Palaeoclimate, chronology and vegetation history of the Weichselian Late-glacial: comparative analysis of data from three cores at Lago Grande di Monticchio, southern Italy. – *Quaternary Science Reviews* **18**, 945–960.

JAKAB, G. 2005: Növényi makrofosszília vizsgálati módszerek kidolgozása negyedidőszaki üledékek paleobotanikai leírására. – PhD Dolgozat Szegedi Tudományegyetem Földtani és Őslénytani Tanszék, Szeged. 119 p.

JAKAB, G. & SÜMEGI, P. 2004: A lágyszárú növények tőzegben található maradványainak határozója mikroszkópikus bélyegek alapján. – *Kitaibelia* **9/1**, 93–129.

JAKAB, G. & SUMEGI, P. 2006: A nagybárkányi Nádas-tó kialakulása a makrofosszília vizsgálatok alapján (Cserhát, Észak-Magyarország). – *Kitaibelia* **11/1** (in press).

JAKAB, G., SÜMEGI, P. & MAGYARI, E. 2004a: A new quantitative method for the palaeobotanical description of Late Quaternary organic sediments. – *Antaeus* **27**, 181–211.

JAKAB, G., SÜMEGI, P. & MAGYARI, E. 2004b: A new paleobotanical method for the description of Late Quaterary organic sediments (Mire-development pathways and paleoclimatic record from S Hungary). – *Acta Geologica Hungarica* **47/4**, 373–409.

JAKAB, G., SÜMEGI, P. & SZÁNTÓ, Zs. 2005: Késő-glaciális és holocén vízszintingadozások a Szigligeti-öbölben (Balaton) makrofosszília vizsgálatok eredményei alapján. – *Földtani Közlöny* **136/3**, 405–432.

JANKOVSKÁ, V. 2001: Vegetation development in the W part of the Giant Mts. during the Holocene (Panèava Rašeliniště Mire – palaeoecological research). – *Opera Corcontica* **8**, 8–17.

JUGGINGS, S. 2001: The European Diatom Database, User Guide, Version 1.0. 72 p.

JUHÁSZ, I. E. 2005: Late-Holocene vegetation history of Baláta Lake, Kaszópuszta. The palynological results. – In: JUHÁSZ, I. E. ZATYKÓ, Cs. & SÜMEGI, P. (ed.): Environmental History of Transdanubia. British Archaeological Report, Central European Series, 3. (in press).

JUVIGNÉ, E., GEWELT, M., GILOT, E., HURTGEN, C., SEGHEDI, I., SZAKÁCS, A., GÁBRIS, Gy., HADNAGY, Á. & HORVÁTH, E. 1994: Une éruption vieille d'environ 10700 ans (^{14}C) dans les Carpates orientales (Roumanie). – *Isotopic Geochemistry. C.R. Acad. Sci. Paris, t.* **318**, série II, 1233–1238.

KARÁTSON, D. 1999: Erosion of primary volcanic depressions in the Inner Carpathian Volcanic Chain. – *Zeitschrift für Geomorphologie* Suppl.-Bd. **114**, 49–62.

KERN, Z., FÓRIZS, I., KÁZMÉR, M., NAGY, B. & SZÁNTÓ, Zs. 2003: Preliminary results in dendroclimatological and isotope studies at Ghetarul Focul viu, Bihor Mts, Romania, EuroDendro 2003 – *Conference of the European Working Group for Dendrochronology, Abstracts, Obergurgl*, p. 45.

KOMÁREK, J. & JANKOVSKÁ, V. 2001: Review of the Green Algal Genus Pediastrum; Implication for Pollenanalytical Research. – *Bibliotheca Phycologica* **108**. Berlin-Stuttgart. 127 pp.

KRAMMER, K. 2000: The genus Pinnularia. – In: LANGE-BERTALOT, H. (ed.): Diatoms of Europe 1. A.R.G. Gantner Verlag K. G. 703 p.

KRAMMER, K. & LANGE-BERTALOT, H. 1986–1991: Süsswasserflora von Mitteleuropa. – Bacillariophyceae 1–4. Gustav FISCHER Verlag, Stuttgart, Jena, 876, 611, 576, 437 p.

KRISTÓ, A. 1994: A Csomád Hegycsoport. – *Környezetkultúra* **4**, 1–17.

KRISTÓ, A. 1995: A Csomád hegycsoport. A Szent Anna-tó természetvédelmi területe. – In: PAPP, Á. & SZÍJÁRTÓ, I. (eds): KRISTÓ András emlékére, Balaton Akadémia Könyvek 13, Vörösberény, Budapest. 38–45.

LANGE-BERTALOT, H. 2001: Navicula sensu stricto 10 Genera separated from Navicula sensu lato Frustulia. – In: LANGE-BERTALOT, H. (ed.): Diatoms of Europe 2. A.R.G. Gantner Verlag K.G. 526 p.

LANGE-BERTALOT, H. & METZELTIN, D. 1996: Indicators of Oligotrophy. – In: LANGE-BERTALOT, H. (ed.): Iconographia Diatomologica 2. Koeltz Scentific books. 390 p.

LAST, W. M. & SMOL, J. P. (eds.) 2001: Tracking Environmental Change Using lake Sediments. Volume 2. Physical and Geochemical Methods. Kluwer Academic Publishers, London, 504 p.

LAWSON, D. S., HURD, D. C. & PANKRATZ, H. S. 1978: Silica dissolution rates of decomposing phytoplankton assemblages at various temperatures. – *American Journal of Science* **278**, 1373–1393.

LERMAN, A. (Ed.) 1978: Lakes: Chemistry, Geology, Physics. – Springer-Verlag, New York. 363 p.

LOTTER, A. F. 2003: Multi-Proxy Climatic Reconstructions. – In: MACKAY, A. W., BATTARBEE, R. W., BIRKS, H. J. B. & OLDFIELD, F. (eds.): Global change in the Holocene. Arnold, London. 373–383.

MACKERETH, F. J. H. 1966: Some chemical observations on post-glacial lake sediments. – *Philosophical Transactions of the Royal Society of London B* **250**, 165–213.

MAGNY, M., MIRAMOT, C. & SIVAN, O. 2002: Assessment of the impact of climate and anthropogenic factors on Holocene Mediterranean vegetation in Europe on the basis of palaeohydrological records. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **186**, 47–59.

MOORE, P. D., WEBB, J. A. & COLLINSON, M. E. 1992: Pollen analysis. Second edition. – Blackwell Scientific Publications. Oxford, 216 p.

MORIYA, I., OKUNO, M., NAKAMURA, T., ONO, K., SZAKÁCS, A. & SEGHEDI, I. 1996: Radiocarbon ages of charcoal fragments from the pumice flow deposit of the last eruption of Ciomadul volcano, Romania. – *Summaries of Researches using AMS at Nagoya University* **7**, 255.

NORUSIS, M. J. 1990: SPSS/PC+ Advanced Statistics 4.0 for IBM PC/XT/AT and PS/2. – SPSS Inc. Chicago. 647p.

NYÁRÁDI, E. Gy. 1929: A vizek és vízben bővelkedő talajok növényzetéről a Hargitában. – In: CSUTAK, V. (ed.): Emlékkönyv a Székely Nemzeti Múzeum 50 éves jubileumára. A Székely Nemzeti Múzeum Kiadása. Minerova Irodalmi és Nyomdai Műintézet Részvénytársaság, Sepsiszentgyörgy. 557–615.

OLDFIELD, F., CROOKS, P. R. J., HARKNESS, D. D. & PETERSON, G. 1997: AMS radiocarbon dating of organic fractions from varved lake sediments: an empirical test of reliability. – *Journal of Palaeolimnology* **18**, 87–91.

ONAC, B. P., CONSTANTIN, S., LUNDBERG, J. & LAURITZEN, S. E. 2002: Isotopic climate record in a Holocene stalagmite from Ursilor Cave (Romania). – *Journal of Quaternary Science* **17**, 319–27.

ORBÁN, B. 1869: Szent Anna-tava. – A Székelyföld leírása. Háromszék. 3. kötet, Európai Idő Kiadó. 72–75.

PÁL, Z. 2000: A Szent Anna Tó: következtetések a tó mélységét és feltöltődésést illetően. – *Collegicum Geographicum* **1**, 65–74.

PÁL, Z. 2001: A Szent Anna Tó batimetriája. – *Collegicum Geographicum* **2**, 73–78.

PETERSEN, J. B. 1950: Observations on some small species of Eunotia. – *Dansk Botanisk Arkiv* **14**, 1–19.

PLĂMADĂ, E. 1998: Flora Briologicã a României, Vol. I. Fasc. 1. – Presa Universitarã Clujanã, 230 p.

PODANI, J. 1993: SYN-TAX 5.0: Computer programs for multivariate data analysis in ecology and systematics. – *Abstracta Botanica* **17**, 289–302.

RAGOTZKIE, R. A. 1978: Heat Budgets of Lakes. – In: LERMAN, A. (ed.): Lakes: Chemistry, Geology, Physics. Springer-Verlag, New York, 1–19.

ROTHE, A., HUBER, C., KREUTZER, K. & WEIS, W. 2002: Deposition and soil leaching in stands of Norway spruce and European beech: results from the Höglward research in comparison with other European case studies. – *Plant Soil* **240**, 33–45.

ROSCH, M. & FISCHER, E. 2000: A radiocarbon dated Holocene profile from the Banat mountains (Southwestern Carpathians, Romania). – *Flora* **195**, 277–286.

SCHNITCHEN, Cs., MAGYARI, E. & GRIGORSZKY, I. 2002: Egy erdélyi tőzegmoholáp mikropaleontológiai vizsgálata Testacea fajok alapján (Micropaleonthological observations on a Sphagnum moss in East Carpathian region). – *Hidrológiai Közlöny* **82**, 105–108.

SCHNITCHEN, Cs., MAGYARI, E., TÓTHMÉRÉSZ, B., GRIGORSZKY, I. & BRAUN, M. 2003: Micropaleontological observations on a Sphagnum bog in East Carpathian region – testate amoebae (Rhizopoda: Testacea) and their potential use for reconstruction of micro- and macroclimatic changes. – *Hydrobiologia* **506–509 (1–3)**, 45–49.

SCHNITCHEN, C., CHARMAN, D.J., MAGYARI, E., SZURDOKI, E., BRAUN, M., GRIGORSZKY, I., TÓTHMÉRÉSZ, B., MOLNÁR, M. & SZÁNTÓ, Zs. in press: Reconstructing hydrological variability from testate amoebae analysis in Carpathian peatlands. – *Journal of Palaeolimnology*.

SCHUR, F. 1858: Der südliche Hochgebirgs-Zug Siebenbürgens in botanish-geographisher Beziehung. – *Österreichische Botanische Zeitschrift* **8**, 393–407.

SMOL, J. P. 1985: The ratio of diatom frustules to chrysophycean statospores: a useful paleolimnological index. – *Hydrobiologia* **123**, 199–208.

SMOL, J. P., BIRKS, J. B. & LAST, W. M. (ed.) 2001: Tracking Environmental Change Using lake Sediments. – Volume 3. Terrestrial, Algal and Siliceous Indicators. Kluwer Academic Publishers, London, 371 p.

STARKEL, L., KALICKI, T., KRAPIEC, M., SOJA, R., GĘBICA, P. & CZYZOWSKA, E. 1996: Hydrological changes of valley floor in the Upper Vistula Basin during the Late Vistulian and Holocene. – *Geographical Studies* Spec. Iss. **9**, 7–128.

STOCKMARR, J. 1971: Tablets with spores used in absolute pollen analysis. – *Pollen et Spores* **13**, 614–621.

STUIVER, M., REIMER, P. J., BARD, E., BECK, J. W., BURR, G. S., HUGHEN, K. A., KROMER, B., MCCORMAC, F. G., VAN DER PLICHT, J. & SPURK, M. 1998: INTCAL98 radiocarbon age calibration, 24,000–0 cal BP. – *Radiocarbon* **40**, 1041–1083.

SÜMEGI, P., ILON, G., JUHÁSZ, I. E. & JAKAB, G. (in press) Mezőlak – Szélmező tőzegláp geoarcheológiai vizsgálatának eredményei. – In: JUHÁSZ, I. E., ZATYKÓ, Cs. & SÜMEGI, P. (ed.) *Environmental History of Transdanubia, Varia Archaeologica Hungarica* XVIII, Budapest (in press)

SZAKÁCS, S. & SEGHEDI, I. 1995: The Calimani-Gurghiu-Harghita volcanic chain: volcanological features. – *Acta Vulcanologica* **7/2**, 145–153.

TANTAU, I., REILLE, M, DE BEAULIEU, J. L., FÂRCAS, S., GOSLAR, T. & PATERNE, M. 2003: Vegetation history in the eastern Romanian Carpathians: pollen analysis of two sequences from the Mohos crater. – *Vegetation History and Archaeobotany* **12**, 113–125.

TROELS-SMITH, J. 1955: Karakterisering af lose jordater. — *Danmarks Geologiske Undersogelse ser. IV* **10**, 1–53.

TULLNER, T. & CSERNY, T. 2003: New aspects of lake-level changes: Lake Balaton, Hungary. – *Acta Geologica Hungarica*, **46/2**, 215-238.

VANHOUTTE, K., VERLEYEN, E., VYVERMAN, W., CHEPURNOV, V. & SABBE, K. 2004: The freshwater diatom genus Kobayasiella (Bacillariophyta) in Tasmania, Australia. – *Australian Systematic Botany* **17/5**, 483–496.

VORREN, T., VORREN, K. D., ALM, T., GULLIKSEN, S. & LØVLIE, R. 1988: The last deglaciation (20,000 to 11,000 B.P.) on Andøya, northern Norway. – *Boreas* **17**, 41-77.

WOHLFARTH, B., HANNON, G., FEURDEAN, A., GHERGARIC, L., ONAC, B.P. & POSSNERT, G. 2001: Reconstruction of climatic and environmental changes in NW Romania during the early part of the last deglaciation (15,000–13,600 cal years BP). – *Quaternary Science Reviews* **20**, 1897–1914.

WRIGHT, H. E. 1967: A square rod piston sampler for lake sediments. – *Journal of Sedimentary Petrology* **37**, 975–976.

Received: 04/10/2005

Földtani Közlöny 136/1, 285–298. (2006) Budapest

Tanulmányok Erdély földtanából

A poszteruptív felszínfejlődés néhány sajátos formája a Hargita vulkáni vonulatában

Some specific aspects of postvolcanic relief evolution in the Harghita Mountains

Aspecte specifice ale modelării posteruptive în Munţii Harghita

SCHREIBER, Wilfried Eckart[1] – UNGER Enikő[2]

(7 ábra, 1 táblázat)

Tárgyszavak: szerkezetmorfológiai egységek, elsődleges vulkáni felszín, folyóvízi erózió, morfológiai és földtani határ, völgytalp, kaptúra

Keywords: geomorphologic levels, primary volcanic surfaces, fluvial erosion, morphological and geological limit, valley floor, capture

Cuvinte-cheie: etaje geomorfologice, relief vulcanic primar, eroziune fluvială, limită morfologică şi geologică, talveg, captare

Abstract

The Harghita Mountains represent the final and thus youngest segment of the Inner Carpathian Volcanic Chain. They are characterized by two contrasting geomorphologic levels. The first, upper level is that of the volcanic cones; the second represents the volcanic plateau of the ring plains, and this has been preserved mostly on the western side. Most of the cones are effusive and are mainly made up of coherent volcanic rocks (predominantly andesite), while the surrounding plateau was formed by the accumulation of volcaniclastic material. Due to their various petrological and chemical characteristics, the two types of rocks has responded differently to the erosion processes, resulting in diverse morphologies of the cones and the plateau.

The evolution stages of the volcanic relief have been studied, especially the two edifices of the Southern Harghita, – i.e. the Pilişca and Ciomadu cones. In the light of new petrological and geochronological data, and on the basis of our own geomorphological research, we have clarified some aspects focusing primarily on the evolution of the fluvial relief.

Összefoglalás

A belső-kárpáti vulkáni vonulat záró, egyben legfiatalabb tagja, a Hargita két nagy geomorfológiai egységre tagolódik: a magasabb felszínű vulkáni kúpokra, valamint a nyugati oldal meghosszabbításában található alacsonyabb, kúplábi vulkáni platóra (Hargita-fennsík). Míg a kúpok szintjén a tömör vulkáni kőzetek (főként andezit) vannak túlsúlyban, a platót többnyire vulkanoklasztit építi fel. Ezen kőzetek – eltérő fizikai és kémiai tulajdonságaiknál fogva – különbözőképpen befolyásolják a külső erők felszínformálását. Ennélfogva mindkét szerkezeti egységre sajátos formakincs és geomorfológiai folyamatok jellemzőek.

A vulkáni felszín lepusztulásának szakaszait mindenekelőtt két dél-hargitai tűzhányón, a Piliskén és Csomádon tanulmányoztuk. Munkánkban az újabb kőzettani és koradatok felhasználásával, valamint saját geomorfológiai megfigyeléseink alapján rámutatunk néhány sajátos felszínfejlődési vonásra, különös tekintettel a folyóvízi domborzatra.

[1]Cluj-Napoca, str. Bolyai nr. 7/11, e-mail: ameri@cluj.astral.ro

[2]540178, Marosvásárhely (Târgu-Mureş), Oneşti tér 6, e-mail: enikounger@freemail.hu

Rezumat

Munţii Harghita se caracterizează prin prezenţa a două etaje geomorfologice: cel al conurilor, constituind nivelul superior, şi cel al platoului vulcanic, o suprafaţă mai joasă, aflată în prelungirea vestică a primului etaj. Dacă în etajul conurilor predomină rocile vulcanice compacte (cele mai frecvente sunt andezitele), etajul platoului este format cu precădere din vulcanoclastite. Datorită diferenţelor fizico-chimice, aceste roci se comportă în mod diferit la modelare. Prin urmare, celor două etaje structurale le corespund procese geomorfologice şi, implicit, forme de relief specifice.

Stadiile de evoluţie a reliefului au putut fi urmărite de noi cel mai bine în Harghita de Sud, în perimetrul conurilor Pilişca şi Ciomadu. Totodată, utilizând rezultatele unor studii geologice (determinări de vârstă absolută, analize geochimice etc.) şi pe baza observaţiilor geomorfologice proprii, am clarificat câteva aspecte legate de evoluţia reliefului, în special a celui fluvial.

Bevezetés

Míg a Hargita területén végzett földtani kutatás lassan másfél évszázados múltra tekint vissza, az első vulkángeomorfológiai tanulmányok (többek közt Kristó A., Székely A., Coteţ P., Schreiber W. E. tollából) csak a 20. század második felében láttak napvilágot. A hatvanas-hetvenes években végzett földtani és geomorfológiai kutatások (Rădulescu et al. 1964, 1973, Coteţ 1971 és mások) nyomán kialakult egy többé-kevésbé elfogadott, sematikus modell a vulkáni vonulat fejlődéstörténetéről, melyet azonban az utóbbi két évtized kutatásai (Schreiber 1980, 1994, Szakács et al 1986, Karátson et al. 1992, Pécskay et al 1992) megcáfoltak. Jelen tanulmány, a Hargita rövid vulkángeomorfológiai áttekintését követően, a hegység poszteruptív fejlődésének néhány sajátos formáját mutatja be, különös tekintettel a negyedidőszaki folyóvízi felszínformálásra.

A Hargita vulkángeomorfológiai alapvonásai

A Keleti-Kárpátok nyugati részén húzódó neogén vulkáni vonulat a Kárpátok kristályos-mezozoos övezete és az Erdélyi-medence közé ékelődik. Földtani és földrajzi alapon a tűzhányólánc két részre tagolódik: az Avas, Gutin és Cibles hegységeket tömörítő északi, valamint a Kelemen-, Görgényi-havasok és Hargita vonulataiból álló déli részre. A Hargita (*1. ábra*) északnyugat–délkelet irányban húzódik a Libán-tetőtől – mely a Görgényi-havasoktól választja el – a Bükszádi- és Baróti-medencéig. Nyugaton a hegységhez tartozó vulkáni plató (Hargita-fennsík) az Erdélyi-medence keleti oldalán elterülő hegylábi dombokkal és medencékkel képez határt a Felsőboldogfalva, Homoródszentmárton, Lövéte, Homoródalmás és Vargyas közötti vonalon. Keleti szomszédja a Csíki-medence, melytől egy kiterjedt hegylábi akkumulációs felszín – glacis – választja el; a hegység és medence közötti határ a 750–900 méteres magassági szinten húzódik.

Földtani és felszíni sajátosságok alapján a Hargita két geomorfológiai egységre tagolódik, melyek a domborzatban eltérő magasságú szintekként jelentkeznek (*1. ábra*). A magasabb szerkezetmorfológiai szintet a vulkáni kúpok többé-kevésbé meredek lejtőket eredményező dőlt rétegei képezik, míg a vulkáni plató alacsonyabb felszínét horizontális és szubhorizontális rétegek alkotják. Előbbi többnyire lávafolyások eredménye, a területükön megjelenő piroklasztitok alárendelt helyze-

1. ábra. A Hargita hegység geomorfológiai térképe. 1. lávafolyás-felszín, 2. piroklasztit- és vulkanoklasztit-felszín, 3. kristályos kőzetek a felszínen, 4. üledékes kőzetek a felszínen, 5. vulkáni kúp, 6. kráter, kaldera, 7. vulkáni fennsík, 8. völgyszoros, mészkőszoros, 9. glacis, 10. „vasalótalp" (planèze), 11. város, 12. község

Fig. 1 Geomorphological map of the Harghita Mountains. 1 lava flow on the surface, 2 pyroclastics and volcaniclastics surface, 3 surface of metamorphic rocks, 4 surface of sedimentary deposits, 5 volcanic cone, 6 crater, caldera, 7 volcanic plateau, 8 defile, limestone gate, 9 glacis, 10 planeses, 11 town, 12 village

Fig. 1. Harta geomorfologică a Munţilor Harghita. 1. forme de relief dezvoltate pe curgeri de lave, 2. suprafeţe dezvoltate pe vulcanoclastite, 3. suprafeţe dezvoltate pe roci metamorfice, 4. suprafeţe pe roci sedimentare, 5. conuri vulcanice, 6. crater, calderă, 7. platoul vulcanic, 8. defilee, chei, 9. glacisuri, 10. planeze, 11. oraş, 12. comună

tűek és nem befolyásolják a felszín nagyformáit. Ezzel szemben a hegység nyugati oldalán elhelyezkedő fennsíkot túlnyomórészt vulkanoklasztikus képződmények építik fel, de itt-ott jelen vannak a lávafolyásokból származó tömör kőzetek is Egy régebbi fejlődési modell (RĂDULESCU 1964) a két szerkezet- morfológiai egységet két nagy szakaszra osztva magyarázta: az alsó rész, úgymond egy korábbi, túlnyomóan robbanásos szakasz eredménye, melynek lepusztult felszínére a felső szintet képviselő rétegvulkánok sorozata települt. Az újabb geomorfológiai, geokronológiai és vulkanológiai adatok szerint (SCHREIBER 1980, 1994, SZAKÁCS et al. 1993, KARÁTSON 1994 stb.) a vulkáni üledékösszlet a rétegvulkánok müködése során jött létre egyetlen, kitörések hosszú sorozatából álló fázis alatt.

A hegyvonulatot felépítő tömör kőzet túlnyomórészt andezit változatokból áll. (Felsorolásuktól, csoportosításuktól eltekintünk, csak indokolt esetben – például a morfológiai vonatkozások tisztázására – teszünk említést egyik vagy másik típusról.) Ezen kívül a vonulat déli részén (Piliske, Csomád) felbukkannak dácitok is.

A geomorfológiai vizsgálatok (pl. SZÉKELY 1959, KRISTÓ 1957, SCHREIBER 1975) már az első kormeghatározások (pl. PELTZ et al. 1987) előtt rámutattak a vulkáni felszín északról délre történő fokozatos fiatalodására, amit a későbbi koradatok is igazoltak. A vonulat legfiatalabb része a Dél-Hargitában található Csomád [0,2–0,5 millió éves K/Ar- (PÉCSKAY et al. 1992) és 35000 éves ^{14}C-korok (MORIYA et al. 1996)]. További kutatások (SZAKÁCS & SEGHEDI 1986) a szintén északról délre megfigyelhető kőzetkémiai változásokról számolnak be: Dél-Hargita kőzetei egyre kálidúsabbakká válnak. Morfológiai szempontból ennél fontosabb, hogy a nagy SiO_2-tartalmú, viszkózus lávák meredek lejtőjű vulkáni építményeket (Központi-Hargita, Csomád és mások) hoztak létre, míg a folyékonyabb, kevésbé savanyú lávák pajzsvulkánszerű, lankás lejtőjű formákat eredményeztek (remek példájuk a dél-hargitai Lucs vagy NagyKőbükk). A láváknak eme differenciálódása egyazon kúpon belül is előfordulhat, ha az egymást követő kitöréseket eltérő kémiai összetételű lávák jellemzik, így a tűzhányó morfológiája rendkívül összetetté válik.

A vulkanoklasztitok egyrészt vulkánkitörések, másrészt a tömör vulkáni kőzetek lepusztulása során keletkező törmelékes kőzetek. A tömör (láva)-kőzetektől eltérően ezek, legalábbis a Hargitában, kevésbé ellenállóak az erózióval szemben, így gyakran a kúpok „legérzékenyebb" részeivé válnak. A Csomád-beli Mohos-kráter lecsapolása éppen a keleti, kizárólag piroklasztitokból felépülő oldalon valósult meg. A durva szemcséjű vulkanoklasztikus kőzetek a vulkáni platón a legelterjedtebbek. Lazább cementáló anyaguk általában nem tette lehetővé a Kelemenhavasokból oly jól ismert sziklaalakzatok (mint például a Tizenkét Apostol) kialakulását, illetve fennmaradását.

A Hargita felső szerkezeti-geomorfológiai egységét tíz nagyobb vulkáni kúp alkotja (*1. ábra*). Északról dél felé haladva ezek a következők: Csík Magasa, Osztoros (Osztoróc), Fertő-tető, Központi-Hargita (Vargyas), Aratás, Lucs (Nagykőbükk), Kakukkhegy, Piliske, Csomád, Murgó. A Tolvajos-hágótól (985 m) északra fekvő terület öt vulkáni kúpjával az Északi-Hargitát képezi, míg a tőle délre sorakozó tűzhányók a Dél-Hargita részei.

A kúpok néhány fő morfometriai adata (SCHREIBER 1980) az *1. táblázat*ban látható. Mivel majdnem minden hargitai tűzhányót nagyrészt andezit alkot, feltételezhetjük a magasság és átmérő közötti arány értékeinek hasonlóságát, melyet a

I. táblázat. A Hargita vulkáni kúpjainak néhány fontosabb morfometriai adata.
Table I Main morphometric data of the volcanic cones of Harghita Mountains
Tabelul I. Principalele date morfometrice ale conurilor vulcanice din Munţii Harghita

Vulkáni kúpok	Magasság (m)	Átlagos átmérő (m)	Magasság és átmérő aránya	Kráterperem Átmérője (km)	Kráter Mélysége (m)
1. Csík Magasa	1152	3400	0,33	-	-
2. Osztoros	1384	7750	0,17	2,4	300
3. Fertő-tető	1589	7500	0,21	*	150
4. Központi Hargita	1800	14000	0,13	3,7	300
5. Aratás	1398	4500	0,31	1.5	170
6.Nagykőbükk (Lucs)	1392	10500	0,13	4,5	200
7. Kakukkhegy	1558	9000	0,17	2.5	280
8. Piliske	1374	7250	0,18	2.5	300
9. Csomád	1301	6250	0,20 Szt. Anna Mohos	 1,6 1,6	 170 60
10. Murgó	1016	3000	0,33	-	-

*erőteljesen lepusztult kráter, nem mérhető pontosan

mellékelt adatok is igazolnak: az értékek 0,13 és 0,33 között váltakoznak. Egyik legkisebb érték a Lucsé (0,13), mely pajzsvulkánszerű alakját egyrészt viszonylag bázisos andezitláváinak, másrészt a kaldera kialakulásához vezető beszakadásnak köszönheti.

A Hargitában azonosított kráterek közül csupán egyetlen maradt épen (a Csomádban található Szent Anna kráter), többségük részlegesen vagy erőteljesen lepusztult. Egyes megfigyelések (KARÁTSON et al. 1992) rámutatnak arra, hogy a hargitai vulkánok nem minden esetben egyszerű kráterkúpos tűzhányók, ahogyan ez a régebbi kutatások nyomán körvonalazódott. A Kakukkhegy például eredetileg három kráterrel rendelkezett, melyeket a vízhálózat egyetlen eróziós udvarrá alakított. A krátereket kivétel nélkül az Olt mellékfolyói csapolták le, jóllehet a Kis-Küküllő völgytalpa a völgy felső szakaszán 100 méterrel alacsonyabban fekszik az Olténál. Mellékfolyói azonban a vulkáni platón haladnak át, amely a helyi erózióbázis szerepét tölti be, és magasabban fekszik a Felső-Olt völgytalpának szintjénél. Számos kúp vagy kráter peremén parazitakúpok, illetve -dómok helyezkednek el. Magasságuk 30 métertől 200 méterig terjed. Némelyek szabályos kúp alakúak, mint a Madéfalvi-Hargita déli oldalán levő parazitakúp, másokat kerekded forma jellemez, ahogyan az a Csomád vagy a Lucs parazitakúpjainál tapasztalható. Épségük figyelemre méltó – a Csomád fiatal parazitakúpjai, például, mindmáig mentesek a vonalas eróziótól.

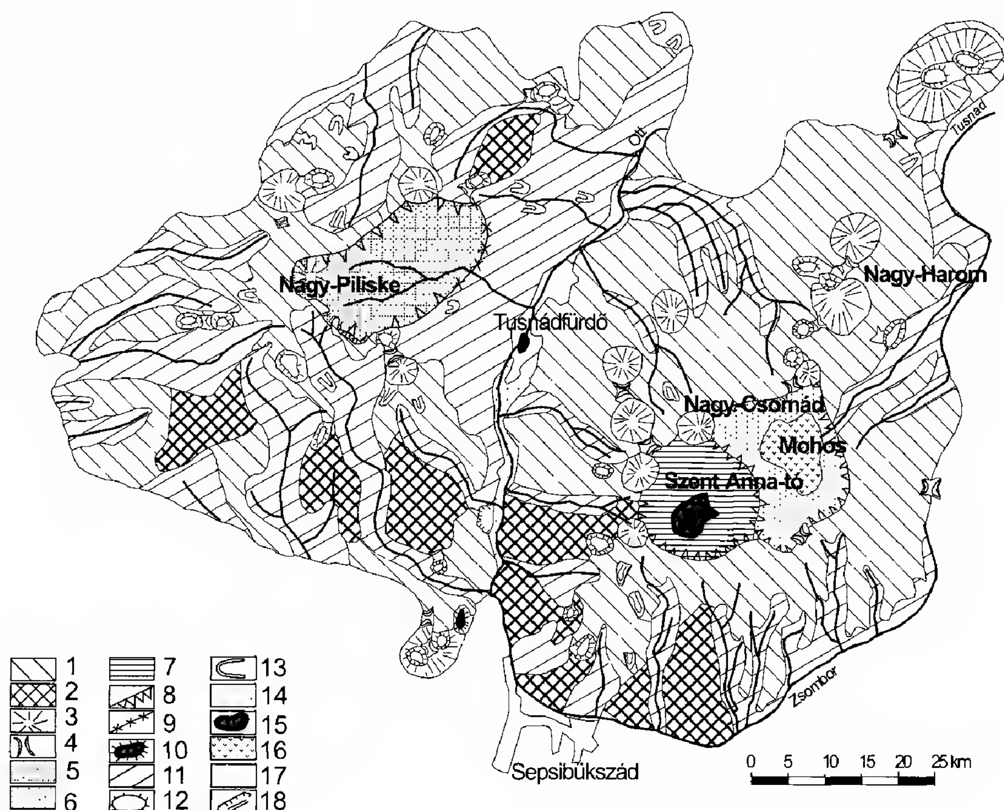
A poszteruptív felszínfejlődés néhány sajátos formája

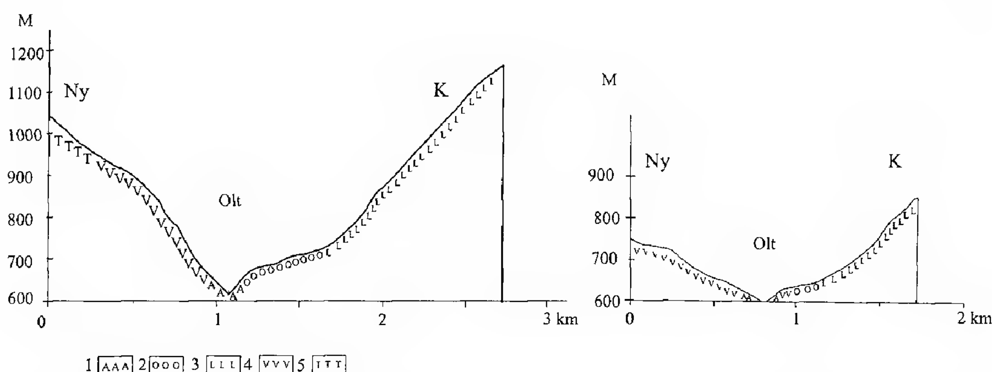
Bár a felszínalakító tényezők a hegységen belül kevéssé változnak tűzhányóróltűzhányóra, és a morfológiában is sok a közös jegy, minden vulkáni építmény egy

külön entitás, mely társai felé több eltérést, mint hasonlóságot mutat. Ennek okát egyebek közt a helyi vulkáni folyamatokban, a felszín litológiai és morfológiai sajátosságaiban, a kialvás óta eltelt időben kell keresnünk. Az alábbiakban a vonulat néhány részének legsajátosabb felszínfejlődési vonásaira térünk ki, rámutatva annak negyedidőszaki tendenciáira is. Megfigyeléseink az állandó és időszakos vízhálózat fejlődésére és ennek felszínalakító tevékenységére irányultak. Fontos azonban megjegyeznünk, hogy a pleisztocén interglaciális időszakai, valamint a jelenlegi felszínfejlődés során kialakult folyóvízi domborzat mellett a periglaciális felszín is jelentős helyet foglal el (SCHREIBER 1974, 1980, 1994). Ennek formái a pleisztocén glaciális időszakainak „örökségét" képezik, mivel – a jelenlegi éghajlati viszonyoknak megfelelően – a periglaciális felszínformálás ma már a magasabb részeken is csak a hideg évszakra jellemző, és ott is rendkívül lassú ütemű.

Mint már említettük, a Hargita legfiatalabb tűzhányóit a vonulat déli végződésénél találjuk. Viszonylag jól megőrződött elsődleges vulkáni formakincsük már régen felhívta a területet tanulmányozó kutatók figyelmét (BÁNYAI 1912 és mások). Ha a kúpok és kráterek poszteruptív fejlődésével szeretnénk foglalkozni, aligha találunk erre a vonulatvégi tűzhányóknál jobb példát.

Az Olt tusnádi szorosától nyugatra emelkedő Piliske (2. *ábra*) többnyire lávafolyásokból felépülő vulkáni kúpja szerkezetileg két részre osztható: az alsó részt képező idősebb (kb. 2,5 M éves) piroxénandezitre és a rá települő, fiatalabb amfibol-





3. *ábra*. Az Olt völgyének keresztmetszete Tusnádfürdőtől 1 és 2.5 km-re délre (kőzettani adatok SZAKÁCS & SEGHEDI 1986 nyomán). 1. allúvium, 2. kvarcdácit-piroklasztit, 3. kvarcdácit-lávafolyás és dóm, 4. piroxénandezit (Piliske-típus), 5. hornblendeandezit

Fig. 3 Cross section over Olt Valley, 1 km and 2,5 km downstream from Băile Tuşnad (geology after SZAKÁCS &SEGHEDI 1986). 1 alluvial deposits, 2 quartz dacites – pyroclastics, 3 quartz dacites lava flows and domes, 4 pyroxene andesites (Pilişca type), 5 hornblende andesites

Fig. 3. Profile transversale prin valea Oltului la 1 km şi 2.5 km aval de Tuşnad-Băi (geologia după SZAKÁCS & SEGHEDI 1986). 1. depozite aluviale, 2. dacite cuarţifere- piroclastite, 3. dacite cuaţrifere- curgeri de lave şi domuri, 4. andezite piroxenice (tip Pilişca), 5. andezite cu hornblendă

biotitandezitre, illetve -dácitra (PÉCSKAY et al. 1992). Ezt az idő- és térbeli differenciálódást tükrözi a kúp morfológiája is. A többnyire elfedett piroxénandezitek egy régi építményt képeztek, mely a mai domborzatban csak az Olt völgyében, a vulkáni építmény keleti oldalának legalsó szakaszán, a folyóvízi eróziónak köszönhetően tárul fel. Erre egy újabb, meredek lejtőjű lávakúp települ, melynek alkotókőzetei korban valószínűleg megegyeznek a Csomádbeli dácitokkal (PÉCSKAY et al. 1992). A vulkáni építmény morfológiai asszimetriája már régebben feltűnt, keleten az idősebb részhez tartozó krátermaradványt feltételeztünk (SCHREIBER 1975, 1980, 1994), de a fejlődéstörténet nem minden elemét tudtuk értelmezni.

← 2. *ábra*. A vonulatvégi kúpok geomorfológiai térképe. 1. elsődleges lejtő, 2. „vasalótalp" (planèze), 3. parazitakúp, parazitadóm, 4. nyereg, 5. erőteljesen lepusztult kráter, 6. részlegesen lepusztult kráter, 7. ép kráter, 8. kráterperem, 9. rekonstruált kráterperem, 10. neck, 11. barrankók lejtője, 12. tanúhegy, 13. szerkezeti-denudációs lejtőváll, 14. ártér, terasz, 15. vulkanikus tó, 16. láp; 17. település; 18. kőfejtő

Fig. 2 Geomorphological map of the southernmost part of the Harghita Mountains. 1 primary surfaces, 2 planeses, 3 parasite cones or domes, 4 saddle, 5 highly eroded crater area,6 partialy eroded crater area, 7 intact crater area,8 remnant of crater rim, 9. rim of crater reconstructed, 10 neck, 11 barranco incline, 12 witness butte, 13 structural-erosional side-terrace, 14 floodplain, terrace, 15 lake of volcanic origin, 16 peat-bog, 17 habitat areas, 18 quarry

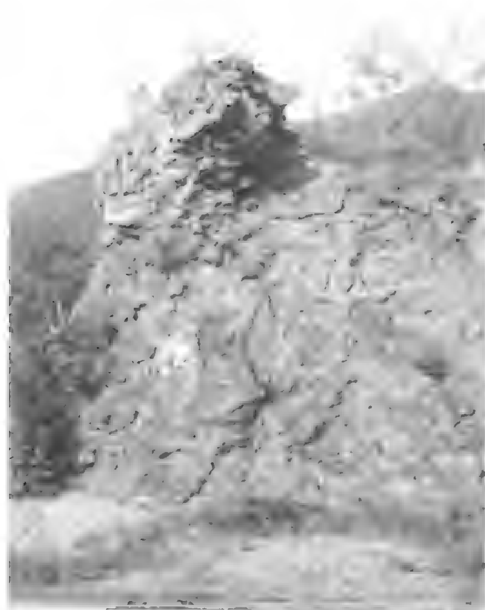
Fig. 2. Harta geomorfologică a părţii sudice a Munţilor Harghita. 1. flancuri primare, 2. planeze, 3. conuri şi domuri parazitare, 4. înşeuări, 5. arii crateriale puternic erodate, 6. arii crateriale parţial erodate, 7. arie craterială intacta, 8. margini crateriale păstrate, 9. margine craterială, 10. neck-uri, 11. versaţnii de barranco, 12. martori erozivo-structurali, 13. umeri erozivo-structurali, 14. lunci. şi terase, 15. lac vulcanic, 16. turbărie, 17. localităţi, 18. cariere

A fent vázolt kőzettani és morfológiai sajátosságok különleges fejlődéstörténetet sugallnak. A vulkáni kúpot részben felépítő piroxénandezit az Olttól keletre, a Csomád tövében is megtalálható a Tusnádi-szorosban (SZAKÁCS & SEGHEDI 1986). E tény azért figyelemre méltó, mivel a Csomád felépítésében a piroxénandezit nem vesz részt, így az csakis a Piliskéből származhat. Másrészt, számos korábbi tanulmány (KRISTÓ 1956, 1957, TÖVISSI 1974, SCHREIBER 1980, 1994 és mások) szerint az Olt tusnádi áttörése megegyezik a két vulkáni építmény közötti természetes mélyedéssel, és ennek megfelelően a völgyszoros mint a Piliske és Csomád közötti határ szerepel a szakirodalomban. Azonban a fent vázoltak alapján arra következtethetünk, hogy a szoros a két tűzhányó között csupán földrajzi (morfológiai), de nem földtani határt képez! A Csomád fiatalabb kőzetei a Piliske keleti peremére települtek, azt részlegesen elfedve. A kőzettani bélyegek mellett néhány geomorfológiai tény is ezt látszik igazolni. A völgyszoros déli részén, a folyó bal oldalán, egy eléggé egyenlőtlen, 35–65 m relatív magasságú, keskeny, a völgy irányába enyhén lejtő felszín húzódik, melyen a Tusnádfürdőről kivezető műút is halad. Ez a felszín nem folytonos, és a völgy jobb oldalán nem található meg. Az említett szint alatt egy rendkívül meredek, a folyó erőteljes bevágódására utaló lejtőszakasz található, lábánál az Olt medrével. Az alsó völgyszakasz eme enyhe asszimetriáját a 3. *ábra* tükrözi.

Ezt a morfológiai sajátosságot a következőképpen magyarázzuk: az Olt kezdetben (a negyedidőszak végén) a Piliske és Csomád közötti természetes mélyedést foglalta el, melynek maradványát képezi a fent említett 35–65 m-es felszín is. Azóta a folyó fokozatosan bevágódott, miközben völgytalpa nyugati irányba azaz jobb oldala felé enyhén eltolódott, átvágva a Piliske keleti peremének piroxénandezitjeit, azok egy részét a Csomádhoz csatolva. Ily módon magyarázatot találunk a Piliske asszimetriájára is (krátere a kúp keleti, Olt felőli részén van), mellyel szorosan összefügg a keleti oldal erőteljes lepusztulása. Összegzésképpen megállapíthatjuk, hogy a poszteruptív völgyfejlődésre, valamint a jelenlegi szakaszra is a völgytalp nyugati irányú vándorlása jellemző (UNGER 1994), melynek következtében a két tűzhányó közötti földrajzi határ az említett irányba, tehát a Piliske rovására tolódik.

A Tusnádi-szoros déli oldalán, a folyó bal (!) partján különleges felszínforma jelenik meg: egy 8–10 m magas, mintegy 25–30 m hosszú, falszerű képződmény (*4. ábra*), mely kétségkívül az Olt erőteljes bevágódása által került a felszínre. Kemény kőzetét olykor 30 cm átmérőjű, mállott szemcsékből álló lávabreccsa alkotja, amely déli irányban hirtelen lávakőzetbe megy át. Kőzettani jellegei egy *in situ* mállási folyamatra utalnak. A folyó az ellenálló kőzet megjelenésére (szelektív erózióval történt kipreparálódására) egy váratlan kanyarulattal „reagált" (UNGER 1994). Mint a fentiekben már említettük, az ilyen típusú – a Kelemen-havasok Tizenkét Apostolának sziklaegyüttesére emlékeztető – formák a Hargitára nem jellemzőek, és csak ritkán fordulnak elő. Azonban figyelmet érdemel e képződmény elhelyezkedése az Olt bal partján, mely ismételten alátámasztja a fentiekben vázolt völgyfejlődési tendenciát.

A Csomád kettős kráterének (Mohos és a Szent Anna) jelenlegi fejlődési szakaszában szélesedése és mélységének csökkenése tapasztalható. Főként külső lejtőiken mindkettőjüket elsősorban időszakos vízfolyások alakítják, azonban a lejtőket borító erdőségek eróziógátló szerepénél fogva ez a folyamat jelenleg lassú ütemű. A



4. ábra. Vulkanoklasztit-fal a Tusnádi-szorosban (részlet)

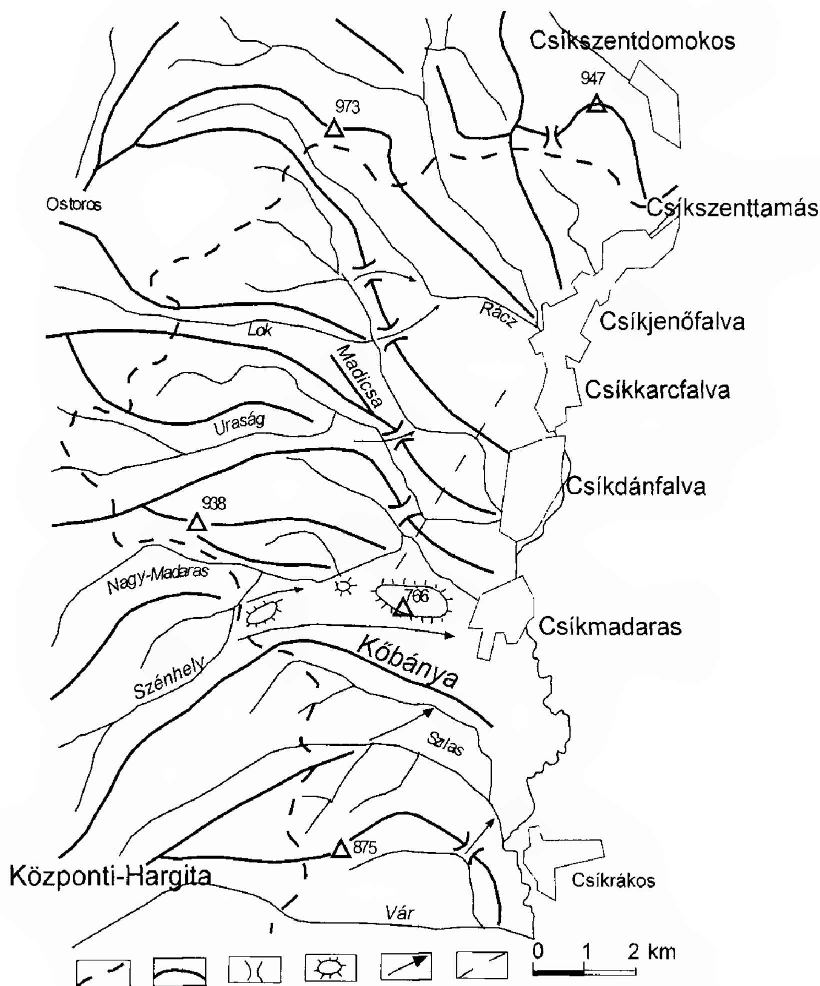
Fig. 4 Volcaniclastic wall in the Tuşnad valley (detail)

Fig. 4. Perete din vulcanoclastite în Defileul Tuşnad (detaliu)

Szent Anna-tó, valamint a Mohos-tőzegláp körül, még a pleisztocén glaciális időszakaiban kialakult kolluviális felszín a kráterek fejlődésének e lelassult tendenciájára enged következtetni. A Szent Anna-kráter nyugati és keleti oldalát hordalékkúpok tarkítják; legfejlettebb, ugyanakkor leginkább „agresszív" a keleti oldalon levő hordalékkúp, mely a tó alakját is befolyásolja (UNGER 1994). Emellett a kráter belső pereme folyamatosan hátrál, azaz a kráter szélesedik, amivel együtt jár a tó esetében tapasztalt feltöltődési folyamat, a kráter mélységének csökkenése. 90 év alatt a tó mélysége 2 m-rel csökkent (PÁL 2000). A jelenség a Mohos-kráter esetében még hangsúlyosabb, utalva annak előrehaladottabb fejlődési szakaszára.

A Piliske idősebb részéhez tartozó, rekonstruált kráter az előbbieknél idősebb, és erőteljesen lepusztult. Mint ismeretes, a kráterek lecsapolásuk után tovább szélesednek, de bizonyos idő elteltével mélységük nem csökken, hanem nő. Ez történik a Piliske esetében is, melynek mélysége eléri a 300 m-t (*1. táblázat*), így az a Hargita egyik legmélyebb krátere. A krátert az Olt egyik mellékpatakja, a kelet felől hátráló Holló-patak vágta át és csapolta le. Bár a patak esésgörbéje nem mutat kráterfenékre utaló törést, még felismerhető a vízhálózatnak kráterekre jellemző, egy pont felé irányuló sajátos rajzolata, melyet a szakirodalom „ágasnak" nevez. A kráter keleti irányból történő átvágása, ahogyan a korábbiakban említettük, az Olt völgye által képviselt közeli, mély erózióbázis jelenlétével magyarázható. A hátravágódás folyamatát fokozta a Piliske „fiatalodása", vagyis az utolsó kitörés során keletkezett meredek lávakúp (PÉCSKAY et al. 1992), mely megnövelte a felszín relatív magasságát.

A hargitai vízhálózat sajátosságait több esetben befolyásolják a kisebb-nagyobb, ismert vagy „rejtett" vetők (KRISTÓ 1957, 1995). A keleti oldalon húzódó hegylábi akkumulációs felszín, glacis (helyzeténél fogva a Csíki-medence része, de keletkezése révén szorosan kapcsolódik a hegyvidékhez) erre számos példát kínál. Az Olt néhány felcsíki mellékpatakja – Lok, Madicsa, Uraság, Nagy-Madaras – esetében figyelhetünk meg váratlan irányváltást, lefejeződés-könyökre utaló éles törést vagy a lejtők irányával meg nem egyező, merőlegesen vagy rézsútosan haladó futásvonalat. Ilyen esetben a folyók futásvonala valószínűleg egy vetőt követ, amely a völgylefejeződést is kiváltotta. Egy ilyen vető körvonalazódik Csíkkarcfalva, Csíkdánfalva és Csíkmadaras közelében (*5. ábra*). A kaptúra egyébként a tűzhányólánc esetében gyakori jelenség, mely számos esetben (például Kakukk-hegy, Piliske)



5. *ábra.* A Felcsíki-medence vízhálózatának átalakulásai. 1. A Csíki-medence és a Hargita közötti határ, 2. völgyközi felszín, 3. nyereg, 4. eróziós tanúhegy, 5. völgyek korábbi iránya, 6. feltételezett vető

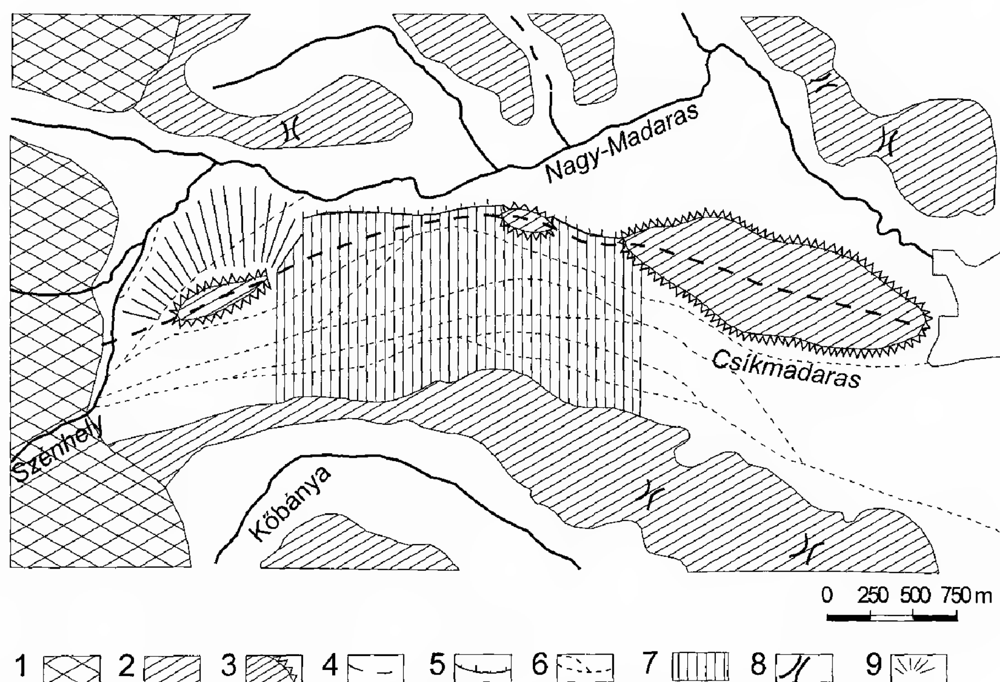
Fig. 5. Changes occurred in the river network of the upper part of Ciuc Depression. 1 Limits between Ciuc Depression and Harghita Mountains, 2 Watersheds, 3 Cols, 4 Monadnocks, 5 Ancient routes of the rivers, 6 Supposed fault

Fig. 5. Remanieri ale reţelei hidrografice în compartimentul superior al Depresiunii Ciuc. 1. limita Depresiunii Ciuc către Munţii Harghita, 2. interfluvii, 3. înşeuări, 4. martori, 5. vechile trasee ale cursurilor, 6. falie presupusă

hozzájárult a kráterek lecsapolásához, a folyók hátravágódása révén. A vízhálózatban gyakran tapasztalható irányváltást a glacis laza anyaga, valamint a Csíki-medence valamely részének egyes időszakokban tapasztalt erőteljesebb süllyedése is okozhatja.

A Nagy-Madaras vízgyűjtő medencéjében találjuk a vidék völgyfejlődésének egyik legkülönlegesebb formáját. A vízfolyás jobb partján egy 12 m magas, halom-

szerű kiemelkedés látható, melyet első benyomásra felhalmozódási formának lehetne értelmezni (pl. iszapfolyásból), ám e feltevés nem áll összhangban a forma viszonylag nagy távolságával a hegységtől, valamint hogy egy 2–6 m relatív magasságú, ártér fölé emelkedő szinten helyezkedik el (*6. ábra*). Ezt a nyugat–kelet irányban húzódó, 1 km szélességű, csekély lejtésű felszínt vízlevezető árkok tarkítják. Ezekről megállapíthatjuk, hogy egy pontba tartanak, mégpedig a Szénhely-patak folyásának azon pontja felé, ahol az a hegyoldalról a glacis felszínére ér. A jelenséget a következőképpen magyarázzuk: a Szénhely-patak (a szomszédos hegyvidék egyik időszakos vízfolyása) eredetileg közvetlenül az Oltba ömlött, követve a glacis nyugatról keletre lejtő felszínét, miközben – akárcsak a Nagy-Madaras – több ízben medret váltott. Az erőteljes oldalirányú erózió (mely a fent említett kőzettani és domborzati viszonyok következménye) eredményeként az Ős-



6. ábra. A folyóvízi domborzat Csíkmadarastól nyugatra. 1. szomszédos hegyvidék, 2. völgyközi felszínek, 3. völgyközi hátak maradványai, 4. a Szénhely és Nagy-Madaras közötti utolsó völgyközi felszín, 5. a 2–6 m-es, ártér fölötti szint homlokfelszíne, 6. a Szénhely-patak korábbi futásvonalai, 7. peneplén-maradvány, 8. nyereg, 9. völgyi glacis

Fig. 6 Morphology and river network to the West of Mădăraş village. 1 Mountain region, 2 Watersheds in the area of piedmont hillsides, 3 Monadnocks left in between watersheds, 4 Latest watershed between Mădăraşu Mare and Singai valleys, 5 The front of the 2–6 m level, 6 Ancient routes of Singai river, 7 Fragment of an erosion surface, 8 Cols, 9 Valley hillside

Fig. 6. Relieful şi reţeaua hidrografică la vest de localitatea Mădvraş. 1. regiunea montană, 2. interfluvii din zona glacisurilor piemontane, 3. martori rămaşi din interfluvii, 4. ultima cumpănă de ape dintre văile Mădăraşu Mare şi Singai, 5. Fruntea treptei de 2–6 m, 6. vechile trasee ale râului Singai. 7. fragment de panaplenă. 8. înşeuări. 9. glacis de vale

Szénhely és a Nagy-Madaras közötti vízválasztó jelentősen összeszűkült, egyes részei mintegy 2 km hosszú szakaszon teljesen eltűntek, kivéve a fentiekben megjelölt 12 m magas kiemelkedést, melyet a lepusztult vízválasztó maradványának tekintünk. Végül a vízfolyások közötti harc a nagyobb vízgyűjtő medencével és vízhozammal rendelkező Nagy-Madaras javára dőlt el, mely a Szénhely-patakot lefejezte, azaz saját medrébe terelte.

A felszínfejlődésnek hasonló formái fordulnak elő a Hargita nyugati vulkáni fennsíkján is. A platónak van egy sajátos vonása: központi részén, Zetelaka és Homoródalmás között, külső peremén nyugatról kelet irányba (tehát a hegység irányába!) enyhén lejt. A dőlt rétegszerkezet következtében gyakran előfordulnak asszimetrikus, szubszekvens jellegű völgyek, völgyszakaszok – Fenyéd, Nagy-Homoród, Kis-Homoród stb. egyes szakaszai – , melyeknek keleti (!) kitettségű lejtői enyhék, míg a nyugatra nézők meredekek. Eme sajátosság az Erdélyi-medence keleti oldalát megemelő gyűrt redőknek köszönhető (SCHREIBER 1980).

Következtetések

A neogén–pleisztocén vulkáni vonulatot záró Hargita domborzatának fiatalságára utal az a tény, hogy a jelenlegi formákban még jól felismerhetők az elsődleges vulkáni felszín sajátos elemei. A részletesebben bemutatott, 1–2 millió éves Piliske különböző oldalai eltérő fejlődési szakaszban, illetve ugyanannak a szakasznak különböző fázisaiban vannak. A Piliske és a még fiatalabb (kb. 1 millió–30 ezer éves) Csomád krátereinek jelenlegi állapota a két tűzhányó korbeli különbségére utaló eltéréseket mutatja: míg előbbi erőteljesen lepusztult kráterét a folyamatos mélyülés jellemzi, a Csomád kettős kráterének morfológiája még a feltöltődést tükrözi.

A poszteruptív felszínfejlődés domináns tényezői az állandó és időszakos vízfolyások, ezért tanulmányunkban az általuk kiváltott folyamatokra fektettük a hangsúlyt. A völgyfejlődés során jelentősen módosult a vízhálózat, és a felszínfejlődést számos esetben befolyásolta a kaptúra, a völgylefejezés. A vízfolyások futásvonala, a völgyek morfológiája olykor vetők jelenlétére utal, ahogyan azt a Felcsíki-medence példázza. Megfigyeléseink rámutattak az Olt völgyének sajátos fejlődési tendenciájára a Tusnádi-szorosban. A folyóvölgy eme szakaszán a völgytalp nyugat irányú vándorlása tapasztalható. A terület kőzettani és morfológiai sajátosságai a Piliske határvonalának kijjebbi (keletebbi) eredeti helyzetét mutatják.

Az utóbbi évtizedekben megsokasodó földtani és geomorfológiai kutatások közül a legutóbbiak arra mutatnak rá, hogy szükség van egyes megoldottnak hitt, de valójában még tisztázatlan kérdések újravizsgálatára. Véleményünk szerint, ez kizárólag az együttműködés, az interdiszciplináris jellegű kutatások útján lehet igazán eredményes.

Irodalom – References

BÁNYAI J. 1912 : A Mohos-tó pusztulása. – *Uránia XIII* **6–8**, 308–310, Budapest.

COTEŢ, P. 1971: Geomorfologia regiunilor eruptive. Trăsăturile fundamentale ale reliefului munţilor Gurghiu-Harghita. – *Stud. şi cerc. g., g., g., ser. Geogr.* **18/2**, 171–188.

KARÁTSON D. 1992: Kialudt tűzhányó a Hargitában: a Kakukkhegy. – *Tudomány* **1992/1**, 70–79.

KARÁTSON D. 1994: A Hargita és a Görgényi-havasok vulkánossága, elsődleges formakincse és mai felszínének kialakulása. – *Földrajzi Közlemények* **56 (42)/2**, 83–111.

KARÁTSON, D. 1999: Erosion of primary volcanic depressions in the Inner Carpathian Volcanic Chain. – *Zeitschrift für Geomorphologie, Suppl. Bd.* **114**, 49–62.

KRISTÓ A. 1956: A Csíki medence földtörténete. – A Csíki Múzeum kiadása.

KRISTÓ A. 1957: A Csíki-medencék geomorfológiai problémái. – *A Csíki Múzeum közleményei (különlenyomat)*, **1957/1**,

KRISTÓ A. 1995: A Hargita felszínalaktani jellemvonásai. – *Földrajzi közlemények* **119 (43)/1**, 11–21.

MORIYA, I., OKUNO, M., NAKAMURA, T., ONO, K., SZAKÁCS, A. & SEGHEDI, I. 1996: Radiocarbon ages of charcoal fragments from the pumice flow deposit of the last eruption of Ciomadul volcano, Romania. – *Summaries of Researches Using AMS at Nagoya University* **7**, p. 255.

PÁL Z. 2000: A Szent Anna-tó: következtetések a tó mélységét és a feltöltődést illetően. – *Collegium Geographicum* **1**, 65–74.

PÉCSKAY Z., SZAKÁCS S., SEGHEDI I., KARÁTSON D. 1992: Új adatok a Kakukkhegy és szomszédsága (Dél-Hargita, Románia) geokronológiai értelmezéséhez. – *Földtani Közlöny*, **122/2–4**, 265–286.

PELTZ, S., VÎJDEA, E., BALOGH, K. & PÉCSKAY, Z. 1987: Contributions to the Chronological Study of the Volcanic Processes in the Călimani and Harghita Mountains (East Carpathians, Romania). – *D. S. Inst Geol., Geofiz.* **72-73/1**, Mineral.-Petol.-Geoch., 323–338. Bucureşti.

RĂDULESCU, D. P. 1973: Le volcanisme explosif la partie sud-est des Monts Harghita. – *Anal. Univ. Bucureşti* **22**, 11–15.

RĂDULESCU, D. P., VASILESCU, A. & PELTZ, S. 1964: Contribuţii la cunoaşterea structurii geologice a Munţilor Gurghiu. – *Anuarul Comitetului de Geologie* **33**, 87–115.

SCHREIBER, W. E. 1972: Încadrarea geografică şi geneza masivului Ciomadu. – *Studia Univ. „Babeş-Bolyai", ser. geogr.* **17/1**, 47–55. Cluj.

SCHREIBER, W. E. 1974: Das Periglazialrelief des Harghita Gebirges. – *Rév. Roum. g., g., g., sér. Géogr.* 18-2.

SCHREIBER, W. E. 1975: Vulkanmorphologische Aspekte des Harghita-Gebirges. – *Rev. Roum. g., g., g., sér. géogr.* **19/2**.

SCHREIBER, W. E. 1979: Observaţii geomorfologice în zona de contact dintre munţii Harghita şi depresiunea Ciuc. – *Studia Univ. „Babeş-Bolyai"„ ser. geol.-geogr.* **24/2**, 71–75. Cluj-Napoca.

SCHREIBER, W. E. 1980: Geomorfologia Munţilor Harghita. – Doktori értekezés, Univ. Cluj-Napoca.

SCHREIBER, W. E. 1981: Evoluţia condiţiilor ecologice în cuaternar la limita superioară a pădurilor din Munţii Harghita, Prognoză şi reconstrucţie ecologică, Academia Română, Fil. Cluj, 115-120.

SCHREIBER, W. E. 1985: Contribuţii geografice la cunoaşterea reliefului vulcanic din România. – *Terra* **17/3**, 18–20. Bucureşti.

SCHREIBER, W. E. 1994: Geomorfologia Munţilor Harghita. – Editura Academiei Române, 166 p.

SZAKÁCS, A. & SEGHEDI, I. 1986: Chemical diagnosis of the volcanics from the southeasternmost part of the Harghita-Mountains – proposal for a new nomenclature. – *Rev. Roum. g., g., g., sér. Géol.* **30**, 41–48.

SZAKÁCS, A. & SEGHEDI, I. 2003: Volcanism in Romania during Romanian time. – In: PAPAIANOPOL, MACALET (eds.): Chronostratigraphie und Neostratotipen. Romanian. Editura Academiei Române, 107–115.

SZAKÁCS, A., SEGHEDI, I. & PÉCSKAY, Z. 1993: Pecularities of South Harghita Mts. As the terminal segment of the Carpathian Neogene to Pleistocene volcanic chain. – *Rev. Roum. Géologie* **37**, 21–36.

SZÉKELY A. 1959: Az erdélyi vulkanikus hegységek geomorfológiai problémái. – *Földrajzi Közlemények* **3–4**.

TÖVISSI, I. 1974: Morfogeneza văii Oltului superior. – *Studia Univ. Babeş-Bolyai, ser. geogr.* **19/2**, Cluj.

UNGER, E. 1994: Relieful structurilor vulcanice din extremitatea sudică a Munţilor Harghita. Lucrare de licenţă (Diplomadolgozat). – Univ. „Babeş-Bolyai", Facultatea de geografie, Cluj-Napoca, 87 p.

Kézirat beérkezett: 2004. 05. 28.

Földtani Közlöny 136/2, 299–306. (2006) Budapest

Fórum

Természetvédelmi területek védőövezete kijelölésének litológiai és hidrológiai problémái

GYURICZA György[1]

A védőövezet jogi megközelítése

A természetvédelméről szóló, 1996. évi LIII. törvény következőképpen nyilatkozik a védőövezetről:

„30. § (1) Védett természeti területet – szükség esetén – védőövezettel kell ellátni. A védőövezet kiterjedéséről – a 24. § (3) bekezdésének b) pontja figyelembevételével – a védettséget kimondó jogszabályban kell rendelkezni." (M. K. 1996)

Ahhoz, hogy a litológiai és hidrológiai szempontból szükséges védőövezet kialakításának elveit körvonalazhassuk, megközelítőleg definiálnunk kell magát a védőövezetet. A lakóterületek kapcsán említésre kerülő védőövezet, vagy védőzóna (LÁNG 2002) szűkebb értelemben „egyes létesítmények zárt beépítésű lakóterülettől szabályzatban előírt, kötelező minimális távolságá"-t jelenti. (Ennek szinonimájaként több esetben a védőtávolság [BECK & PESCHKA 1990] jelenik meg.) Alapvető funkciója a lakókörnyezetnek különféle szennyeződésektől való védelme. Tágabb körben használatos egy másik, hasonló fogalom, a védőterület (POLINSZKY 1972, LÁNG 2002). Mint a jelentéséből is kitűnik, itt egy adott térség védelmét szolgáló területről van szó, tehát, amennyiben a címben jelzett feladatra visszatekintünk, ez a fogalom ad jobb megközelítést. Annál inkább így van ez, ha egy speciális esetét említjük, ez a vízvédelmi terület, mely a gyakorlatban legismertebb, általánosan használt és elfogadott típus. Vízkivételi helyek szennyeződés elleni védelmét szolgálja és a védelmi feladattól, ill. intenzitástól függően több fokozata létezik. A belső védőövezet viszonylag kicsi, 10–50 m kiterjedésű, minden esetben lekerített terület, melynek elsődleges feladata a vízügyi objektum, a berendezések és az épület védelme (LÁNG 2002). Erre a térségre a legszigorúbb üzemi előírások vonatkoznak. A külső védőövezet általában kb. 100 méter sugarú területet jelöl, amelynek már inkább a vízkészlet védelme a fő feladata. Ugyanakkor létezik egy harmadik típusú, jóval nagyobb, esetenként több km^2 kiterjedésű vízvédelmi terület is, ez az ún. hidrogeológiai védőövezet, mely általában a teljes vízgyűjtőre kiterjed, és kizárólagos funkciója a vízkészlet megóvása a káros külső hatásoktól. Ugyanebben a fogalomkörben jelenik meg az ún. hidrogeológiai védőidom kifejezés (POLINSZKY 1972, LÁNG 2002), amelynek mélységi kiterjedése is van, vagyis határozottabban fejezi ki a felszín alatti víz védelmét.

Mint az a fentiekből látható, jogi szempontból a védőövezetnek két aspektusa van. Az első esetben a védterület jellegét meghatározó szempont a jelen lévő, szennyezést kibocsátó létesítmény. Ebben az esetben az övezet nagysága a védendő

[1] Magyar Állami Földtani Intézet, 1143 Budapest Stefánia út 14.

objektumtól, létesítménytől, valamint a veszélyt jelentő tevékenységtől függ. A másik esetben a védőövezetet meghatározó szempont a védendő létesítmény. Itt tehát a védelmet igénylő objektum, térség igényeitől függően kell a kijelölést elvégezni alapjában nem létező (nem ismert), hanem csak feltételezhető károsodások ellen.

A felsoroltak alapján belátható, hogy ha következetesen törekszünk a címben jelzett funkció ellátására, akkor esetünkben olyan védőövezetről van szó, amelyet egy adott térség feltételezhető kőzettani és hidrológiai károsodásainak (tágabb értelemben fizikai–biológiai paraméterek irreverzibilis változásainak) megakadályozása céljából kell kijelölni. Belátható, hogy esetünkben csak a háromdimenziós, „védőidom-típusú" védőövezet képes maradéktalanul ellátni a törvényben kijelölt funkciót, ami a következőképpen kerül megfogalmazásra: „(3) A védőövezet rendeltetése, hogy megakadályozza vagy mérsékelje azoknak a tevékenységeknek a hatását, amelyek a védett természeti terület állapotát vagy rendeltetését kedvezőtlenül befolyásolnák." (Végeredményben ez a funkció fogalmazódik meg a védőövezet elterjed szinonimájában, az ún. „pufferzónában".)

A védőövezetek kijelölésének gyakorlati oldala

Nincs általános szabály a konkrét védőövezetek kijelölésének kérdésében. Ebből a szempontból két határesetet kell megemlíteni:

1. Az adott természeti érték védelem alá helyezésekor a szakhatóságok eleve gondoskodtak arról, hogy a ténylegesen védendő objektum, vagy terület ne érintkezhessen közvetlenül a védelem nélküli területekkel, vagyis a védett természeti terület belső szegélye védőzónaként funkcionál. (Amennyiben feltételezzük, hogy a valóban védelmet igénylő, kritikus térségbe az ún. „A"-zónák, vagyis a fokozottan védendő térségek tartoznak, akkor belátható, hogy a védelem kialakításakor többnyire valóban ez a szabály érvényesült.)

2. A védett területek a ténylegesen védendő természeti értékeket foglalják magukban, a lehatároláskor „rátartásra", pufferzóna kialakítására nem volt lehetőség. (Kétségtelen, hogy a beépített területek határán futó parkhatároknál sok esetben fennállhat ez a körülmény.) Ebben az esetben a védőövezetet utólag kell kialakítani.

A védőzóna szükségességét tehát egyedileg, területenként, vagy objektumonként a terület védelmét ellátó szervezeti egységnek kell megállapítani. Ebben a munkában elsősorban a második szempontból kell kiindulnunk.

A törvény szerint a védőövezet kialakítása:
- jogi folyamat (melyet szakmai indokok alapján kezdeményeznek, a korábban említett szempontok szerint),
- időhöz kötött (a törvény szerinti védőövezet kialakítására a korábban védelem alá helyezett területeknél sok esetben már nincs is lehetőség),
- külön kezelt, gyakorlatilag a védett területekhez hasonló, vagy igazodó szabályozás alá eső terület.

Anélkül, hogy a törvény szellemét bírálnánk, ki kell jelentenünk, hogy a védőövezetek ilyen jellegű, nem a természetvédelem szakmai, hanem a törvénykezés jogi oldaláról történő megközelítése nehézkessé teszi a végrehajtást és alacsony

hatásfokúvá a védelem hatékonyságát. Véleményünk szerint lenne lehetőség a törvény rugalmasabb értelmezésére és hatékonyabb végrehajtására is. Mindenképpen hiba lenne a védőövezetet egyfajta védett területként kezelni. Ez természetszerűleg jogi folyamatok sorozatát indíthatja el (kijelölés helyrajzi számok szerint, esetleges kisajátítások stb.), ami nem biztos, hogy a közreműködő szervek, vagy akár a védett természeti területet ellenőrző hatóság érdekében állna. Helyesebb lenne a védőövezetet ellenőrzött területként kezelni. Ebben az esetben tehát nem a védőövezetben folytatott tevékenységek megkötésére, szabályozására vonatkozó rendelkezések, intézkedések számát kellene szaporítani, hanem az ellenőrzést ellátó szervezet (mely nyilvánvalóan operatív szerv, vagyis a védett természeti terület védelmét gyakorlatban ellátó csoport; országos jelentőségű védett természeti terület esetén a nemzeti park igazgatósága személyi állománya) ellenőrzési, mozgási lehetőségét, cselekvési szabadságát növelő jogosítványokat.

Végeredményben a következő védőövezet-kialakítási koncepciót tartom hatékonynak: a védett területek körül kialakítandó védőövezet nagyságát, határait a konkrét védett természeti területet kezelő szerv szakemberei jelölik ki a védelem célja, a rendelkezésre álló vizsgálati anyag, valamint a szakmai–személyi kapacitás figyelembe vételével. A védőövezet kialakítását a jelen törvényben megnevezett illetékes hatóság elbírálja és – szükség esetén többszöri egyeztetéssel, korrekciókkal – jóváhagyja. A továbbiakban a természetvédelmi egység a védőövezetben végezheti a hatályban lévő környezetvédelmi előírások betartásának fokozott ellenőrzését. A védőövezetbe eső létesítmények, települések tevékenysége szempontjából a változás (védőövezetbe sorolás) alapvetően semmiféle új korlátozást nem eredményez, amennyiben a környezetvédelmi törvényeket körültekintően betartják.

A továbbiakban a védett természeti területek körül kialakítható védőövezetek kialakítása szempontjainak lehetőségeit vizsgáljuk, kőzettani és hidrológiai vonatkozásban. A leírásokban a védőövezet mellett szinonimaként használjuk a pufferzóna, védőterület, védterület kifejezéseket is.

A védőövezetek litológiai és hidrológiai vonatkozásai

A litológiai és a hidrológiai környezet, valamint a védett természeti területek kapcsolata a védőövezetek szükségességének oldaláról statikus állapotot tükröz, mely független a védett természeti területeken kívül eső társadalmi tevékenységek fajtáitól, vagy azok hatásaitól. Ennek ellenére megállapítható néhány irányvonal a védőövezetek kialakítását illetően, melyeket a következőkben esetleg fel lehetne használni a természetvédelmi tevékenységben.

A védett természeti területek lehatárolásakor nyilván gyakran kellett kompromisszumokat kötni a környező önkormányzatokkal és folyamodtak szükségmegoldásokhoz jogi procedúrák, vagy viták elkerülése érdekében. Az esetek kellő mélységű ismeretének hiányában nem térhetek ki, csak egy momentumra hívnám fel a figyelmet: a beépített területek (falvak belterülete) természetvédelmi kategóriájának megítélése nem mindig tűnik következetesnek. Sok esetben a nemzeti park peremére eső település beépített területe is a védett természeti területhez tartozik, míg számos esetben a park belsejébe eső településé nem. Hidrológiai szempontból

ezek a területek – a közművesítés fokától függetlenül – egy kategóriába sorolhatók. Kétségtelen, hogy egyfajta potenciális szennyezőforrást jelentenek a védett természeti területek felé, ugyanakkor ökológiai értékük feltehetően nyilván nem azonos azokéval. Célszerű lenne tehát ezeket a területeket természetvédelmi szempontból is egységesen kezelni. Amennyiben a munka elején felvetett koncepció elfogadható, miszerint a védőövezet nem védett, hanem ellenőrzött területet jelent, akkor ez a besorolás pontosan megfelelhetne a nemzeti parkok belsejében, vagy peremére eső beépítet területeknek.

Mint az a parkok területének elemzésekor számos esetben nyilvánvalóvá vált; a védett területek kijelölése a legjobb esetben is csak közvetve (morfológiai határok, tájhatárok, esetleg növénytársulás határa) kapcsolódtak a litológiai állapotokhoz. Ennek következtében litológiai okokból védőövezetet kijelölni értelmetlen lenne. Azokban a kivételes esetekben, amikor egy objektum kívül esik a védett területen, de éppen kőzettani vonatkozásai miatt lenne érdemes óvni (pl. a dunabogdányi Csódi-hegy ásványtársulásai), megoldható a konkrét objektum védelmével (mint azt a barlangok esetében is teszi a törvény), nincs szükség a védőövezetbe történő beolvasztásra. Ugyanígy nincs értelme tágabb litológiai értelemben vett, talajvédelmi okokból történő védőövezet kijelölésére sem.

Hidrológiai szempontból a helyzet bonyolultabb. Itt – a lehetséges károsító tényezők figyelmen kívül hagyásával – is több lehetőség, ill. indok van védőövezetek kijelölésére. Ezek mindegyike a vízáramlási viszonyokkal kezelhető egységesen. (Minden esetben feltételezzük, hogy a víz szennyeződések elleni védelme elsődleges szempont.)

– Állóvizek esetében a beérkező vízfolyások tisztaságát kell ellenőrizni. Ezek mentén a vízhozamnak, ill. a vízsebességnek függvényében olyan hosszan kellene védőövezetet kijelölni, hogy – rendszeres ellenőrzést feltételezve – az adott szennyeződés detektálásától elegendő intézkedési idő álljon rendelkezésre a védekezéshez. Nagyobb vízhozamú vízfolyások esetében tehát ez a távolság a folyó mentén akár több tíz km is lehetne, míg kicsi, vagy szabályozható vízmozgások esetében (pl. csatornák) néhány km is elegendő lehet. A vízfolyás partjai mentén a védőtávolság kijelölésénél a kommunális terhelés szintjét érdemes figyelembe venni. Ugyanez a megoldás javasolható abban az esetben is, ha egy kívülről érkező vízfolyás a park hidrológiai rendszeréhez nem állóvízen keresztül kapcsolódik.

– Nagyobb vízfolyások esetében a helyzet bonyolultabb és sok esetben nemzetközi vonatkozásai is vannak (Duna, Dráva stb.), ezért erre itt nem térnék ki.

A felszín alatti vizeknél különböző megoldások javasolhatók.

– Karsztos vízbázis esetén, ha a beszivárgási zóna áll védelem alatt; a védett természeti terület határain túl a területet egészen a források vonaláig vagy felszíni vízfolyásokig érdemes védőövezettel bővíteni.

– Nem karsztos vízbázis esetében, a vízminőség védelme érdekében a morfológiailag lehatárolható tájegységet védőövezetté érdemes nyilvánítani. Ugyanez az eljárás javasolható vízbázishoz tartozó, fedett karszt esetében is.

– Abban az esetben, ha a védett természeti terület természeti állapota és a feszín alatti vizek (talajvíz) között szoros kapcsolat áll fenn, ugyancsak védőövezetet érdemes kijelölni. Itt a felszín alatti víz áramlásának iránya, sebessége és a származási hely, ill. annak terhelési szintje alapján szükséges elvégezni a lehatárolást.

A védett természeti területek megóvásának lehetősége általánosságban függ a potenciális károsító tényező típusától. Legegyszerűbb esetben ez lehet egy beépített (lakó-) terület, amit lehet egységesen kezelni (lásd fent), de lehet különféle emberi tevékenység is. A következőkben ezeket tekinteném át vázlatosan.

Az emberi tevékenység és a védőövezetek kapcsolata

Az emberi tevékenységek közül a legközvetlenebb litológiai vonatkozással a bányászat rendelkezik, ezért ezt érdemes elsőként említeni.

Alaptípusai közül a felszín alatti kitermelésnek, vagyis a mélyszinti bányászatnak két hatása emelendő ki: a bányaművelés során történő vízkiemelésből származó nagyobb kiterjedésű vízszintcsökkenés és a művelés felhagyása után esetleg jelentkező felszíni berogyások. Az első esetben a környezeti probléma a védett természeti területen kívül nagyobb térséget is érinthet, ez komplex szabályozást, kezelést igényel. A folyamatnál önálló elbírálásra, szabályozásra van szükség, védőövezet kialakítása nem indokolt. A második esetben, vagyis a felszíni berogyásoknál feltételezhető a szabálytalan bányafelhagyás. Ezek ökológiai hatása nem jelentős, annál nagyobb károkat okozhatnak azonban az épített környezet esetében. A mélyszinti kitermelés során ilyen esetekben védőövezet kijelölésére akkor sincs szükség, ha a művelés megközelíti a védett természeti területet, vagy esetleg alatta folyik, ide másfajta megoldás szükséges.

A külszíni fejtésnél ugyancsak történhet vízkivétel. Ez leginkább abban az esetben van hatással a védett természeti terület vízháztartására, ha közvetlenül annak határán történik; folyamatos ellenőrzést igényelhet. Másik, az adott térség élővilágát, vízháztartását érzékenyen érintő jelenség, amikor a külszíni fejtés során bányató keletkezik. A kavicsbányászat esetében ez gyakori, védett területek közelében tehát nem elhanyagolható. A fejtés következtében szabad vízfelszín képződik, mely viszonylag gyorsan kommunikál a kis mélységben lévő vízkészlettel, és legkésőbb a bányaművelet felhagyása után a könnyű szennyezhetőség miatt állandó veszélyforrássá válhat. A természetvédelem érdeke, hogy a folyamat fölött hatékony ellenőrzést (de nem szabályozást!) gyakorolhasson, ezért ennek érdekében védett természeti terület határának közelébe eső bányatelkeket akár művelésre való kijelölésükkor, akár a művelés beindulásakor védőövezetbe kellene sorolni. Ezt abban az esetben is érdemes megtenni, ha a kitermelés szilárd kőzetre irányul. Számos esetben előfordult ugyanis, hogy a bányaművelés ritka értékeket, leleteket tárt fel, ezek mentése sokkal hatékonyabb lenne folyamatos ellenőrzés mellett, ugyanakkor a kitermelést is sokkal kevésbé gátolná, mint egy kampányszerű védelem. (A külszíni fejtések egy másik kísérőjelensége – az eredeti vegetáció leirtása – nem tartozik témakörünkhöz, de mindenképpen figyelmet érdemel az adott helyen.)

Ugyancsak természetvédelmi problémát jelenthet a felszín alatti fluidumok kitermelésére irányuló tevékenység is. Ezen belül a szénhidrogén-bányászat tűnik a veszélyesebbnek, holott ez egy szabályozott folyamat és legfeljebb a felhagyott, vagy tartalékba helyezett kőolajtermelő kutak jelenthetnek potenciális veszélyt környezetükre. A rosszul szigetelt kútban átfejtődés következhet be a különböző szintek között, így a szénhidrogén-szennyeződés megjelenhet a felszínközeli vizek-

ben is. A természetvédelem érdeke ezen objektumok folyamatos ellenőrzése, és védett természeti területek közelében esetleg feladatul lehet kijelölni a védelmet ellátó szervezeti egységnek is, de védőövezet kijelölését nem igényli.

Más a helyzet a vízkitermelés esetében. Ez általában hosszú távra tervezett, nagy volumenű folyamat, mely a talajvízszint olymértékű süllyedését idézheti elő, hogy az kihat a védett terület vízháztartására, és ennek következtében annak élővilágára is. Lehetőség van ebben az esetben a vízüggyel közös ellenőrzésre és esetleges megelőző tevékenységre, de megoldható a védett terület és a vízkivétel helye között kijelölendő, monitoring-rendszerrel folyamatosan ellenőrzött védőövezet kialakításával is.

A bányászathoz kapcsolódnak, de eltérő problématípust jelentenek a meddőhányók. Ezek közül azok (szénbányászati, ércbányászati), amelyek a felszíni hatás következtében a csorgalékvizekben nehézfémeket, vagy savas komponenseket tartalmaznak, egyébként is rendszeres ellenőrzést igényelnének. Abban az esetben, ha az objektumok kommunikálnak a védett természeti területre érkező felszín alatti vizekkel, vagy súlyosabb esetben felszíni vízfolyásokkal, feltétlenül ellenőrzés alá kell vonni. Amennyiben a meddőhányó a védett természeti terület határán van, lehetőség van védőövezetbe sorolására is.

A következő potenciális veszélycsoport a különféle szennyezések kibocsátásával járó tevékenységek összessége. Ezek variabilitása igen nagy, tevékenységi körönként, valamint időben, intenzitásban erősen változó lehet. A szennyező (vegyi) anyagok vízfolyások, felszín alatti vizek közvetítésével, vagy a levegőben juthatnak el a védett területekre. Az ipari káros vegyianyag-kibocsátás pontszerűen történik, vagyis viszonylag könnyen ellenőrizhető. Bár az ilyen objektumok ellenőrzését végezhetik a védett területet kezelő munkacsoportok is, véleményünk szerint ez inkább az önkormányzatokra, vagy az ÁNTSZ-re tartozó környezetvédelmi feladat. Azt, hogy melyik érdekelt félnek kell elvégeznie ezt a munkát, nyilván függ az illető apparátus méretétől is, hiszen egy kis település néhány főt foglalkoztató önkormányzata nem alkalmas a feladat ellátására.

A vízben történő szennyezések elleni védelemre a korábban leírt védőövezet-kialakítással lehetne megoldást keresni. Létezik ugyanakkor egy eddig nem említett lehetőség is: olyan vegyszerek esetében, melyek lebomlási ideje hosszú, számolni lehet a talajban történő akkumulációra. Amennyiben az ilymódon szennyezett térszín egy, a védett természeti terület vízrendszerébe tartozó vízfolyás vízgyűjtő területéhez tartozik, a szennyezés a későbbiekben megfelelő meteorológiai viszonyok mellett nagyobb koncentrációban is érkezhet a védett természeti területre. Ilyen eseményre nagy a lehetőség nem megfelelően kezelt, mezőgazdasági művelés alatt álló területeken. Amennyiben tehát a védett természeti terület közvetlen környezetében, vagy határán művelés alatt álló területek vannak, ezeket érdemes védelmi övezetbe sorolni függetlenül attól, hogy az előzetes vizsgálat idején alkalmaznak-e a talajban akkumulálódni képes, nagyobb koncentrációban káros hatású vegyületeket. Ebben az esetben a használt technológia ellenőrzésével lehetőség nyílik a nemkívánatos szennyeződések elkerülésére, ill. gyors elhárítására.

Hasonló megfontolásból érdemes védőövezetté nyilvánítani a művelés alatt álló területeket akkor is, ha azokat különböző rendszerességgel, levegőből kezelik különféle kemikáliákkal (műtrágyák, növényvédő szerek, növekedésszabályozók,

rovarölők stb.). Litológiai szempontból ezek közül természetesen csak azok a vegyszerek jelentősek, melyek a talajban akkumulálódni képesek, de az élővilágra közvetlenül hatnak olyanok is, amelyek gyors lebomlásúak és szelektív hatást fejtenek ki.

Utolsó problémacsoportba tartoznak a hulladéktárolók. Ezek mindhárom típusa előfordulhat védett természeti területek közelében. Különleges típust képviselnek a veszélyes-hulladék tárolók. Ezek rendszeres ellenőrzés alatt állnak, külön kezelést a természetvédelem részéről nem lenne érdemes kezdeményezni. Ezeknél az esetleg bekövetkező havária elsősorban a lakosságra jelent fokozott veszélyt, tehát elvárható, hogy kezelésük megfeleljen azoknak az igényeknek is, amit a természetvédelem támaszthat irányukban.

Kevésbé, de szintén ellenőrzött hulladéklerakóknak tekinthetjük az ipari és a mezőgazdasági hulladéklerakókat. Tekintettel arra, hogy az ipari hulladékok legnagyobb része ma már veszélyes hulladéknak minősül, inkább a második típus jelenthet problémát. Ezek azonban, jellegükből következően kis kapacitásúak, többnyire az adott mezőgazdasági létesítményhez kötődnek és ezért könnyen ellenőrizhetők. Károsító hatások elsősorban a talajvízzel való érintkezésből (pl. trágyakezeléssel kapcsolatos nitrátos, nitrites szennyezések) erednek. Ezek akár kiterjedten is jelentkezhetnek, viszont könnyen követhetők. Jellegükből következően inkább a vízügy és az ÁNTSZ, mint a természetvédelem feladatkörébe tartoznak. (Leszámítva természetesen a havária-jellegű események lehetőségét, amelyek elhárítása, ill. megelőzése közös fellépést igényel.)

A kommunális hulladéklerakók meglehetősen heterogén csoportot alkotnak. Ezeken belül léteznek már regionális depóniák, melyek telepítése, üzemeltetése a környezetvédelmi szempontok figyelembevételével és elvileg a környezeti károkozás lehetőségének kizárásával történik. Ezek tehát a természetvédelem számára nem jelenthetnek külön problémát. Más a helyzet a korábbi telepítésű, sok esetben ideiglenes, vagy éppen illegális, de szükségből mégis megtűrt hulladéklerakókkal. Ezek veszélyessége éppen az ellenőrzés hiányosságaiból, adódik. A bennük felhalmozott anyag rendkívül vegyes, és bár általában csak ártalmatlan háztartási hulladékokból áll, folyamatosan fennáll a veszélyes anyagok megjelenésének lehetősége. Véleményünk szerint, amennyiben ilyen objektum helyezkedik el a védett természeti terület szomszédságában, – akár lakossági érdekből, akár a természetvédelem indokai alapján – a területet kezelő szervezetnek folyamatosan ellenőriznie kell a komolyabb kár megelőzése érdekében.

Végezetül ebbe a kategóriába tartoznak a szennyvíztározók, szennyvízderítők. Míg a védett természeti területeken lévő települések szennyvízkezelését a természetvédelmi tevékenység kapcsán érdemes figyelemmel kísérni (pl. közművesítés nélküli települések szennyvízelszállítása), addig, véleményünk szerint, a védett természeti területtől távolabb eső szennyvízderítők ellenőrzése nem tartozik a területet kezelő munkacsoport tevékenységi körébe.

Általában véve megállapítható, hogy bár a hulladéklerakás egyes válfajai okozhatnak lokális problémát, nincs olyan típusa, mely igényelné védőövezet kialakítását.

A fentieket összegezve megállapítható, hogy a különböző antropogén műveletek közül, környezetre gyakorolt hatásukat figyelembe véve, két olyan frekventált tevé-

kenységi csoport adódik, melynek esetében indokolt lehet védőövezet kialakítása. Ezek: a védett természeti terület peremén, vagy közelében folyó külszíni bányászat és a vegyszerek felhasználását is igénylő mezőgazdasági művelés. Míg előbbi a felszín alatti vizekre jelenthet káros hatást, utóbbi a védett területekre (kiszórással, vagy bemosással) kerülő kemikáliáknak a talajban, illetve a talajvízben történő akkumulációja, valamint a talajvízben történő mozgása révén okozhat problémát.

Következtetés

A jogilag meghatározott védelmi szintek ellenére a védett természeti területeket különféle környezeti károk érhetik. Ennek mérséklésére, vagy megakadályozására célszerű ún. védőövezet kijelölése. Földtani szempontból a litológiai és a hidrogeológiai védőövezet kijelölésének feltételeit a védett természeti területtel határos térségben folyó tevékenység és a mentesítéshez szükséges cselekvési idő alapján együttesen kell kijelölni. Ezek szerint védőövezetként kezelhetők a beépített területek, az intenzív mezőgazdasági tevékenység alá vont térségek, a külszíni bányák telkei, valamint a védett vízfelszínekre vezető vízfolyások meghatározott szakaszai.

Irodalom – References

1996. évi LIII. törvény a természet védeleméről. – *Magyar Közlöny,* Budapest, 1996/53. VII. 3.
BECK M & PESCHKA V. 1990: Akadémiai Kislexikon I–II. – Akadémiai Kiadó, Budapest, 979 p.
LÁNG I. 2002: Környezet- és természetvédelmi lexikon. I–II. – Akadémiai Kiadó, Budapest, 1256 p.
POLINSZKY K. (Szerk.) 1972: Műszaki Lexikon. – Akadémiai Kiadó, Budapest, I–III. 1088 p.

Földtani Közlöny 136/2, 307–326. (2006) Budapest

Hírek, ismertetések

Összeállította: Piros Olga

SZEMÉLYI HÍREK

Pro Geologia Applicata Emlékérem 2006. évi kitüntetettjei

A díjat az Emlékérem Ajánló Bizottság tagjainak (Alföldi László, Dank Viktor, Juhász András, Pap Sándor, Zelenka Tibor) alábbi ajánlása alapján az Elnökség adományozta.

Dr. Végh Sándorné

Sokoldalú tevékenységében jelentős szerepet kapott az alkalmazott-földtani tevékenység is:

– a nyersanyagkutatásban (Eocén-program: kőszén és bauxitkutatás)

– a vízföldtanban (a Dunántúli-középhegység karsztvizeinek vizsgálata, a főváros vízellátásának tudományos kérdései)

– a mérnökgeológiában (Budapest, Szekszárd, Pécs és Szentendre részletes mérnökgeológiai térképezése). Továbbá:

– Vitális Sándor professzor nyomdokain haladva, megszervezte, és fejlesztette az ELTE-n az alkalmazott földtani képzést, miközben követelményként tartotta meg a természettudományos látásmódot

– Az 1980-as években ő vezette be az országban először a geolóusképzésbe a kötelező környezetföldtani oktatást,

– Felvette a geomatematikai módszereket a kötelező tárgyak listájára.

Tatár Andrásné

Szakmai élete a szénhidrogénkutatáshoz kapcsolódik:

– Fúrások értékelése, rétegvizsgálatok tervezése, az Alföld különböző kutatási területein kutatási fázisok zárójelentéseinek elkészítése.

– A földtani és geofizikai adatok alapján a kutatási területek földtani felépítése, tektonikai, szénhidrogénföldtani viszonyainak kidolgozása, valamint kőolaj- és földgázkészleteinek számítása a dél-alföldi és tiszántúli területeken.

– Részt vett az OKGT-USGS együttműködés keretében a Békési-medence regionális szénhidrogénföldtani értékelésében.

– A Battonya–Pusztaföldvári-gerinc és a Körösök mélyzónája területén regionális földtani, tektonikai értelmezést, értékelést és kutatást végzett.

– Pusztaföldvár és Medgyesbodzás térségében a szeizmikus 2D szelvényeken végzett szekvenciasztratigráfiai tagolást – fúrások alapján – nagymértékben pontosította.

– A szekvenciasztratigráfiai határok közül néhányat szeizmikus időrétegtani határként az egész DK-Alföldre kiterjesztett.

Jelentős szerepet játszott a telepek lehatárolásában és új, kutatható objekturnok kijelölésében.

Józsa Gábor

Az MGSZ Észak-magyarországi Területi Hivatalának és jogelődjének munkatársa majd vezetőjeként hatósági, ellenőrző, felügyelő, véleményező munkája mellett, részt vett:

– az Észak-Magyarország építőipari nyersanyagkutatási, nyersanyagprognózis munkáiban,

– az Ipolytarnóci Természetvédelmi terület térképezési és bemutatási előkészítésében,

– Eger és Salgótarján mérnökgeológiai térképezésében.

Vezető és közreműködő:

– Észak-Magyarország felszínmozgásos kataszterezésében,

– a felszínmozgás veszélyességi prognózistérképek készítésében,

– Borsod–Abaúj–Zemplén, Heves és Nógrád megye általános rendezési tervének földtani megalapozásában

– a megyei szennyeződés-érzékenységi térképek készítésében

– a potenciális hulladéklerakók környezetfoldtani megalapozásában

Dr. Koncz István

– A furadékok vizsgálatának a szénhidrogénkutatásban történő meghonosításával lehetővé tette az anyakőzetek kimutatását, a migrációs jelenségek észlelését.

– Olaj–anyakőzet korrelációk és a gázok termikus érettsége alapján geokémiai (migrációs) modelleket hozott létre egyes medenceterületek

„petróleumrendszerének" megismerése céljából, további olaj- és gázkészletek megtalálása érdekében.

– Korrelációk segítségével bizonyította a Nagylengyel és környéke területén felfedezett olajmezők többségének mezozoos eredetét.

– Migrációs modelleket készített a Budafa–Lovászi, Sávoly, Algyő, Pusztaföldvár–Battonya felhalmozódási zónákra. Értelmező munkájának eredményeit a Mol Rt. a külföldi kutatási területein (Tunézia, Jemen, Pakisztán) is hasznosította.

Dr. Révész István

Pályája során a Mol Rt és jogelődjeinél az üledékes kőzetek sajátosságait kutatta, főként szedimentológiai szempontból.

– A pannóniai formációk üledékföldtani vizsgálataival megalapozta a pannóniai beltó delta jellegű üledékképződési modelljének megalkotását,

– Irányította és végezte más CH-tárolók, -telepek és regionális egységek feldolgozását és lyukgeofizikai szelvények fácies szempontú értelmezését, melyek sorából ki kell emelni az algyői mező feldolgozását és folyamatos újraértékelését.

– Részt vett a külföldi koncessziós területek feldolgozásában is.

– Nyugdíjasként is folytatja a hazai pannóniai képződmények szekvenciasztratigráfiai szemléletű kutatását.

Dr. Szabó Zoltán

Szakmai pályafutása a mangánkutatáshoz és termeléshez kötődik:

– Geológusként, majd főgeológusként ellátta az eplényi és az úrkúti mangánbányák bányaföldtani szolgálatát.

– Nagy szerepe volt a mangánérckutatás távlati tervének összeállításában.

– A bányabeli és külszíni kutatások alapján ő ismerte fel és bizonyította a mangánérc üledékes képződése mellett a hidrotermális hatásokat az ércesedés létrejöttében.

Számos jelentése cikke és könyvrészlete foglalta össze a gyakorlati földtani kutatások hazai eredményeit.

Császár Géza
Az Emlékérem Ajánló Bizottság
elnöke

PÁLYÁZATI FELHÍVÁS

Az Országos Magyar Bányászati és Kohászati Egyesület Kőolaj-, Földgáz- és Vízbányászati Szakosztálya, a Mol Magyar Olaj- és Gázipari Rt., valamint a Magyar Olajipari Múzeum Alapítvány

TÖRTÉNETI PÁLYÁZATOT

hirdet azzal a céllal, hogy a magyar olajipar és a vízbányászat iránt érdeklődők mind szélesebb rétege kapcsolódjon be az iparágunk életével, történetével, fejlődésével kapcsolatos anyaggyűjtésbe, illetve feldolgozásba.

Pályázni lehet a kiírás időpontjáig másutt még nem közölt és más pályázaton nem szereplő egyéni vagy csoportos munkákkal az alábbi témakörökben:

I. témakör
- **technikatörténet**
- **gazdaságtörténet**
- **üzem- és vállalattörténet**

II. témakör
- **életrajz, visszaemlékezés, kritika**

III. témakör
- **történeti értékű fényképgyűjtemények és videofilmek**

A pályázaton csak jeligével beküldött munkák vehetnek részt. A pályamű szerzőjének (szerzőinek) adatait lezárt, azonos jeligéjű borítékban kérjük mellékelni.

A pályázatokat írásos pályamű esetén 3 példányban a **Magyar Olajipari Múzeum** címére **(8900 Zalaegerszeg, Wlassics Gyula u. 13.)** postán kell beküldeni. További információ a fenti címen, ill. a 92/313-632-es telefonszámon kérhető.

Beküldési határidő: 2006. november 30.

Pályadíjak (nettó összegben):

I. díj	**3 db egyenként**	**25 000 Ft**
II. díj	**3 db egyenként**	**15 000 Ft**
III. díj	**6 db egyenként**	**10 000 Ft**

A helyezést és díjazást el nem ért pályamunkák, amelyek egyébként mind tartalmi, mind formai szempontból megfelelnek a kiírás követelményeinek, 4000–4000 Ft munkajutalomban részesülnek.

Az eredményhirdetés 2007 tavaszán várható.

A pályázók kutatómunkájának megkönnyítése érdekében tájékoztatásul közöljük, hogy a Magyar Olajipari Múzeum archívuma, adattára, szakkönyvtára és más gyűjteményei, forrásértékű anyagai – helyszíni kutatás céljára – a pályázók rendelkezésére állnak.

Budapest–Zalaegerszeg, 2006. április 6.

OMBKE Kőolaj-, Földgáz- és Vízbányászati Szakosztálya,
a Mol Magyar Olaj- és Gázipari Rt.
Magyar Olajipari Múzeum Alapítvány

RENDEZVÉNYEK

X. Geomatematikai Ankét Mórahalom, 2006.

A Magyarhoni Földtani Társulat Geomatematikai és Számítástechnikai szakosztálya, az MFT Alföldi Területi Szervezete, a Magyar Földrajzi Társaság Szegedi Osztálya, az MTA Szegedi Akadémiai Bizottsága Földtudományi és Környezetvédelmi Szakbizottsága és a Magyar Földmérési Térképészeti és Távérzékelési Társaság közreműködésével 2006. május 18–20 között Mórahalmon, az Aranyszöm Rendezvényházban rendezte meg a X. Geomatematikai Ankétot. A rendezvényt támogatta Mórahalom város önkormányzata, a Mol Rt. és a Mecsekérc Környezetvédelmi Kht.

Most először fordult elő, hogy a rendszeresen kétévenként megrendezett ankétot, a nagy érdeklődésre való tekintettel, egy év eltelte után újra meghirdettük. A konferenciára 67 szakember regisztráltatta magát és 40 előadást jelentettek be. Közülük három Horvátországból érkezett, és angolul hangzott el. Örvendetes tény, hogy a konferencián jelentős számú ifjú szakember jelent meg (a résztvevőknek csaknem fele), így biztosnak látszik a geomatematika szakterület szakemberellátottsága a jövőben is.

A konferenciát NÓGRÁDI Zoltán országgyűlési képviselő, Mórahalom város polgármestere és GEIGER János szakosztály elnök nyitotta meg, majd BÁRDOSSY György akadémikus bevezető előadása következett, „A térbeli változékonyság értékelésének geomatematikai lehetőségei" címmel. A konferencia következő előadásai gyakorlatilag a földtani bizonytalanság kérdését járták körül, 11 egymásutáni szekcióban. Külön szekciót kapott a hidrogeológia, a CT mérések, a térinformatika, a talajtan, az archeológia és más tudományterületek. Az elhangzott előadásokat követően esetenként tartalmas vita alakult ki.

A konferencia első napján délután került sor a szakosztály új vezetőségének megválasztására. Az elnök ismét GEIGER János, a titkár pedig FOLDES Tamás lett.

18-án délután a bizonytalanság, kockázat, hiba témakörből, BÁRDOSSY György akadémikus úr vezetésével egy workshopra került sor. Az angol nyelvű beszélgetésen komoly vita bontakozott ki a megadott témakörben, és úgy tűnt, hogy mind a külföldi, mind a magyar résztvevők számára sikerült egyértelműen megfogalmazni a különbségeket és a hasonlóságokat a megbeszélt három fogalom esetében.

A szakmai megbeszélések a konferencia szüneteiben és a kultúrprogramok alatt is folytatódtak.

Május 20-án hangzott el a konferencia zárszava, melyben a szakosztály új elnöke, GEIGER János összegezte az Ankét legfontosabb tapasztalatait, és bejelentette, hogy ezt követően az ankétot továbbra is évenkénti gyakorisággal rendezzük meg. Végezetül ismételten felhívta a résztvevők figyelmét a szakosztály „Journal of Hungarian Geomathematics" című internetes folyóiratára, felajánlva mindenki számára az angol nyelvű publikációs lehetőséget.

FUST Antal

8. Bányászati, Kohászati, Földtani Konferencia, Sepsiszentgyörgy, 2006. április 6–9.

Az Erdélyi Magyar Műszaki Tudományos Társaság (EMT) 2006. április 6-9. között 8. alkalommal rendezte meg a Bányászati, Kohászati és Földtani Konferenciáját (BKFK) ezúttal Sepsiszentgyörgyön. Idén az esemény társszervezője a Brassói Transylvania Egyetem volt. Tekintettel arra, hogy a résztvevők jó része magyarországi, akik az Erdélyi tájakat turistaként járják, sok résztvevőt legalább ugyanolyan mértékben vonzanak a BKFK igényes, kultúrtörténeti, történelmi és természetrajzi ismertetőkkel gazdagon fűszerezett szakmai kirándulásai is, mint maga a konferencia. Ennek tudható be az esős idő ellenére is hiánytalan létszámban jelentkező, mintegy 80 fő, akik a konferencia első napján a földtani tematikájú kiránduláson részt vettek. A Háromszéki-medencét és a Barcaságot bejáró egész napos földtani kirándulást WANEK Ferenc és PAPUCS András vezette. Ezzel párhuzamosan kohászati tematikájú kirándulás is volt FICZ Antal és FARKAS István vezetésével. A kirándulások egyes állomásainak részletes leírása gazdag irodalom-

jegyzékkel, avagy az erdélyi nómenklatúra szerint könyvészeti anyaggal ellátva, a konferencia programfüzetében kapott helyet. A földtani kirándulás anyagát nagy igényességgel WANEK Ferenc, a kohászati kirándulását Dr. VARGA Béla állította össze.

Az előadói nap a Kovászna megyei Könyvtár épületének Gábor Áron termében plenáris előadásokkal kezdődött. Az előadások előtt Dr. HAAS János, a Magyarhoni Földtani Társulat újonnan megválasztott elnöke hangsúlyozta, hogy a 2008-ra az ENSZ által meghirdetett Nemzetközi Föld Éve (International Year of Planet Earth) eseménysorozatainak szervezése az MFT fő feladatai között szerepel elkövetkező években. Joggal remélhető, hogy ezen események szervezése Magyarországon és Erdélyben, valamint Románia 2007-ben várható EU csatlakozása szorosabb együttműködésre ösztönzi a földtani ismeretterjesztéssel foglalkozó szervezeteket abból a célból, hogy a földtant szélesebb körben népszerűsítsék határon innen és túl.

Ennek bíztató előjele volt, hogy a plenáris ülés egzik megh\vott előadója Dr. TOLNAY Lajos, az Országos Magyar Bányászati és Kohászati Egyesület (OMBKE) elnöke felajánlotta, hogy a következő (a tervek szerint bánsági helyszínen rendezendő) BKFK szervezésében úgy anyagiakkal, mint előkészítő munkájukkal az EMT mellé állnak.

A nagylelkű felajánlást az váltotta ki, hogy az első nap eseményeit követő, selmecbányai hagyományokat őrző szakestély informális keretei között WANEK Ferenc, a konferencia elnöke bejelentette, hogy a BKFK túlnőtte az EMT szervezőgárdája által jelenleg vállalható méreteket és a jövőben Bányászati és Kohászati, illetve Földtani Konferenciát szerveznének. A szakestély hangulatát szerencsére ez nem rontotta el, de a résztvevők fejébe szöget ütött.

Tekintettel arra, hogy hasonló témakörben más konferenciát nem szerveznek a Kárpát-medencében (de valószínűleg Európában sem), a bányászok, a kohászok valamint a geológusok (sőt régészek!) közötti szakmai eszmecsere és az interdiszciplináris kommunikáció más fórumokon nem biztos, hogy megvalósulna.

Az évenként más-más helyszínen tartott rendezvényen évről-évre egyre többen vesznek részt. Amellett, hogy az érdeklődők növekvő száma egyértelműen jelzi az esemény szükségességét, illetve egyre magasabb színvonalát, egyúttal valóban meg is nehezíti a szervezők dolgát. Idén mintegy 300 főt kellett elhelyezni komfortos szállásokon, egyszerre étkeztetni és a szakmai kirándulásokon koordinálni. A konferencia elnökének borúlátása ellenére a BKFK egyértelműen sikeres és lassan évtizedes hagyományokkal rendelkező esemény, ami megcsonkítva már nem lenne akkora vonzerő, mint jelenleg. A növekvő létszámot nem problémaként, hanem lehetőségként értékelve, tovább lehetne növelni a konferencia jelenleg is impresszív szakmai színvonalát, amelyet bizonyít a 340 oldalas konferencia-kiadvány gazdag tartalma.

A konferencia igényes szervezését dicséri az is, hogy az előadói napra a szakmán kívülieknek és az előadók kísérőinek is volt szervezett program, amelyen BOÉR Hunor és DEMETER Melinda a Székely Múzeum egyedi tárlatvezetésén és Sepsiszentgyörgy nevezetességein keresztül mutatta be Székelyföld és Erdély történelmi és kultúrtörténeti érdekességeit az érdeklődőknek.

Reméljük, hogy a 2007-es rendezvény is hasonlóan gazdag lesz mind élményekben, mind résztvevőkben; továbbá azt, hogy a neve akkor is Bányászati, Kohászati és Földtani Konferencia lesz.

2006. május 21.

ALBERT Gáspár

Földtani Közlöny 136/2, 311–325. (2006) Budapest

Társulati ügyek

A Magyarhoni Földtani Társulat 2005. évi ülésszakán a szakosztályokban és a területi szervezetekbenelhangzott előadások*

Összeállította: KOPSA Ferencné, ZIMMERMANN Katalin

Központi rendezvények:

Március 16. *152. Rendes Közgyűlés*

BREZSNYÁNSZKY Károly: Elnöki megnyitó
FOLDESSY János: Ásványkincs és környezet – keletközép-európai körkép
BUDA György: Megemlékezés Prof. Dr. KISS János tiszteleti tagunkról

50 éves társulati tagságot elismerő díszoklevelet kaptak:
GYEVI Sándorné, HAÁZ Istvánné, ILKEYNÉ PERKLAKI Elvira, NAGYNÉ KOVÁCS Eszter, ÖRKÉNYI Róbertné, BARABÁS Andor, BOGNÁR László, ELSHOLTZ László, GRESCHIK Gyula, HORVÁTH István, KLESPITZ János, KNAUER József, MAROSI Sándor, MOLNÁR József, NÉMETH Gusztáv, ORAVECZ János, PANTÓ György, SZABÓ Imre, SZEPESHÁZY Kálmán, T. KOVÁCS Gábor, VINCZE János, ZELENKA Tibor tagtársak.

A KRIVÁN Pál Alapítványi Emlékérem Bíráló Bizottságának jelentését ÁRKAI Péter helyett BREZSNYÁNSZKY Károly olvasta fel.
Az emlékérmet MIKES Tamás nyerte el „A külsődinári eocén flis lehordási területének mikromineralógiai vizsgálata" c. diplomamunkájával.

A SEMSEY Andor Ifjúsági Emlékérem Bíráló Bizottságának jelentését elmondta KONRÁD Gyula, a bíráló bizottság elnöke.
Díjazottak:
KOVÁCS István és ZAJACZ Zoltán, a díjazott mű: „Type-II xenoliths and related metasomatism from the Nórgád-Gömör Volcanic Field, Carpathian-Pannonian region (northern Hungary-southern Slovakia)

A 2004. évről szóló főtitkári jelentést SZABÓ Csaba főtitkár akadályoztatása miatt FALUS György titkár olvasta fel.
FOLDESSY János: Az Ellenőrző Bizottság jelentése
BAKSA Csaba: A Gazdasági Bizottság jelentése a 2004. évi gazdálkodásról
BAKSA Csaba: Jelentés „A Magyar Földtanért Alapítvány" 2004. évi működéséről
SZABÓ Csaba: A MFT Ifjúsági Alapítványa 2004. évi működéséről (felolvasta FALUS György titkár)
A közgyűlésen 83 fő vett részt.

Április 1–2. *Ifjú Szakemberek Ankétja – Sarlóspuszta*

A Magyar Geofizikusok Egyesülete Ifjúsági Bizottsága és a Magyarhoni Földtani Társulat rendezésében
SÁGI D.(ELTE Geofizikai Tsz.): Anomáliák a lakótéri radonszintekben és geológiai hátterük
KOVÉR Sz. (MTA-ELTE Geológiai Kutatócsoport – ELTE Általános és Történeti Földtani Tsz.): Nem metamorf és metamorf szerkezeti egységek deformációja a Rudabányai-hegység középső részén
MERÉNYI L. (ELGI): Eötvös-ingával és graviméterrel mért adatok együttes értelmezése
VASS P. (ME Geofizikai Tsz.): Többdimenziós földtani-geofizikai adatrendszerek elemzését segítő sajátfejlesztésű térinformatikai alapú szoftver
PALOTAI M. (ELTE Általános és Történeti Földtani Tsz.): Felső-jura korú gravitációsan áthalmozott képződmények a Dunántúli-középhegységben – esettanulmányok
KODOLÁNYI J. (ELTE Kőzettani és Geokémiai Tsz.): Reakciótörténet nyomonkövetése kapolcsi alsó kéreg eredetű kőzetzárványokon

*Helyreigazítás: a 2004. évi ülésszakon elhangzott előadások a 135/2 füzet 313–330 oldalain találhatók, az 1999. év téves közlés.

Gerstmár L., Boda E. (ELGI): Eger városi vízmű vízbázisának vizsgálata geofizikai módszerekkel
Erőss A. (ELTE Alkalmazott és Környezetföldtani Tsz.): Egy „negatív" nyomjelzési kísérlet tanulságai a Budai termálkarszt területén
Süle B. (MTA Geodéziai és Geofizikai Kutatóintézet Szeizmológiai Intézet – ELTE Geofizikai Tsz.): A köpenykonvekció felszálló oszlopainak numerikus modellezése
Nagy Á. T. (ELTE Általános és Történeti Földtani Tsz.): A jelenkori üledékképződés egyes sajátosságai ultranagyfelbontású egycsatornás szeizmikus szelvények alapján a Közép-Tiszán
Szűcs T. (ELGI): Gránittestet harántoló fúrólyukban végzett radar vizsgálatok
Pekker P. (ELTE Ásványtani Tsz.): Cianobaktérium-nyomok és ásványtani megfigyelések az úrkúti mangánércben és fedő képződményében
Ferencz E. (ELTE Geofizikai Tsz.): A geoelektromos kutatómódszer alkalmazása geomorfológiai és tektonikai kutatásokban
Guzmics T. (ELTE Kőzettani és Geokémiai Tsz.): Bizonyítékok ultra nagy nyomáson képződő foszfortartalmú karbonatit-olvadékok jelenlétére a köpenyben
Heilig B. (ELGI): ULF hullámok csillapítása a plazmaszférában
Bajkay P. (Mol Rt. KTD, Kutatás): Geofizikai módszerek a szénhidrogén kutatásban geológus szemmel
Hegymegi Cs. (ELGI): Kombinált geofizikai módszerek alkalmazása betemetett kőbánya felett
Benkő K. (ELTE Geofizikai Tsz.): A Móri-árok DK-i részének harmadkori szerkezetföldtani és paleomágneses vizsgálata

Poszterek:
Badenszki E. (ELTE Kőzettani és Geokémiai Tsz.): Szentbékkállai bázisos granulit xenolitok vizsgálata
Gyenes G.né., Bucsi Szabó L. (Háromkő Bt.): Felszíni geofizikai (geoelektromos) vizsgálatok hulladéklerakókon
Imre M. (SZTE Földtani és Őslénytani Tsz.): Talajmikromorfológiai vizsgálatok a régészeti geológiai kutatásokban
Novák A. (MTA Geodéziai és Geofizikai Kutatóintézet): Tenzor-invariáns alapú elektromos potenciál térképezés régészeti alkalmazása
Nyilas T. (SZTE Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tsz.): A szervesanyag humifikációja különböző talajtípusokban
Rajnai G., Konc Z. (ELTE Kőzettani és Geokémiai Tsz.): Potenciális radonforrás geokémiai vizsgálata egy, a Mórágyi-rögön fekvő kistelepülés példáján
Tóth A. (Babes-Bolyai Tudományegyetem Ásványtani Tsz. – ELTE Kőzettani és Geokémiai Tsz.): A Persány-hegységi piroxenit zárványok tektonikai jelentősége kőzettani és geokémiai vizsgálatok alapján
Daragó A. (ME Geofizikai Tsz.): GRM-re alapozott refrakciós kinematikai inverzió
Bartha Z., Szűcsi P. (Geo-Log Kft.): Geotechnikai jellemző (RMR) meghatározása mélyfúrás-geofizikai mérésekből
Hidas K. (ELTE Kőzettani és Geokémiai Tsz.): Olvadási folyamatok vizsgálata kőzettani módszerekkel felsőköpeny peridotitokban a Szibériai kraton területéről (Minusa Régió Vulkáni Terület, D-Oroszország)
Jencsel H., Rigler B., Babinszki E. (ELGI– MÁFI): A Körös-medence negyedidőszaki üledékes kőzeteinek gammaspektrometriai vizsgálata
Dombrádi E. (ELTE Geofizikai Tsz.): Kaotikus folyamatok a folyódinamikában
Lemberkovics V. (Mol Rt. KTD Kutatás): A szekvenciasztratigráfia, mint előkészítő eszköz: új kutatási eredmények és olajipari perspektívák az „érett" közép-alföldi terület pannóniai rétegsorában
Szanyi Gy. (ELTE Geofizikai Tsz.): Az 1985-ös berhidai földrengés által okozott károk és a mikroszeizmikus zajmérések segítségével meghatározott helyi módosító hatás összehasonlítása
Palotai M. (ELTE Általános és Történeti Földtani Tsz.): A Gellért-hegy és a Lukács-fürdő vizeiben mért radon- és rádiumtartalom lehetséges forrásai
Szabó I. (ME Geofizikai Tsz.): Felszíni Hz-adatok közelítő 2D inverziója

Díjazottak:
Elméleti Kategória:
I. díj (25 000 Ft): (megosztva)
Guzmics T. (ELTE Kőzettani és Geokémiai Tsz., MFT tag),
Hidas K. (ELTE Kőzettani és Geokémiai Tsz., MFT tag)
II. díj (20 000 Ft):
Dombrádi E. (ELTE Geofizikai Tsz., MGE tag)
III. díj (10 000 Ft): (megosztva)
Kodolányi J. (ELTE Kőzettani és Geokémiai Tsz., MFT tag),
Palotai M. (ELTE Általános és Történeti Földtani Tsz., MFT tag)

Gyakorlati kategória:
I. díj (25 000 Ft):
Lemberkovics V. (Mol Rt. KTD Kutatás, MGE tag)
II. díj (20 000 Ft):
Nagy Á. T. (ELTE Általános és Történeti Földtani Tsz., MFT tag)

III. díj (10000 Ft):
VASS P. (ME Geofizikai Tsz., MGE tag)

Poszter kategória:
I. díj (25 000 Ft):
RAJNAI G., KONC Z. (ELTE Kőzettani és Geokémiai Tsz., MFT tagok)
III díj (10 000 Ft): (megosztva)
NYILAS T. (SZTE Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tsz., MFT tag)
TÓTH A. (Babes-Bolyai Tudományegyetem Ásványtani Tsz. – ELTE Kőzettani és Geokémiai Tsz., MFT tag)

Közönségdíj (10 000 Ft):
VASS P. (ME Geofizikai Tsz., MGE tag)

MÁFI különdíj:
PALOTAI M. (ELTE Általános és Történeti Földtani Tsz.)

MFT különdíj:
Mindhárom kategóriában a legmagasabb helyezést elért geológus fiatal bemutathatja előadását a Magyarhoni Földtani Társulat 2006. évi Tisztújító Közgyűlésén.

SZILÁRD József díj:
MERÉNYI L. (Eötvös Loránd Geofizikai Intézet)

MGSZ különdíj:
NAGY Á. T. (ELTE Általános és Történeti Földtani Tsz.)

Mol Rt. különdíj:
SÜLE B. (MTA GGKI Szeizmológiai Intézet – ELTE Geofizikai Tsz.)

MTA GGKI különdíj:
HEILIG B. (Eötvös Loránd Geofizikai Intézet)
Résztvevők száma: 63 fő

Május 25–27. ***V. Földtani Veszélyforrások Konferencia – Eger***
Közös rendezvény a Magyar Geológiai Szolgálat és a Magyarhoni Földtani Társulat szervezésében, a MTA Földrajztudományi Intézetével és a Mérnök Kamara Geotechnika Tagozatával

A Konferencia házigazdája: Eger Város Önkormányzata
A konferencia védnöke: Belügyminisztérium
A konferencia támogatói: Eger Város Önkormányzata, AliscaBau Kft., GeoSzolg Kft., GeoTeam Kft., Habbeton Kft., NK Építő Kft., Sycons Kft.

Május 26.
Levezető elnök: NAGY Imre Eger polgármestere
Megnyitó, üdvözlések: FARKAS István (MGSZ, BREZSNYÁNSZKY Károly (MFT), MADARAS Attila (Belügyminisztérium)
MADARAS A.: Elnöki megnyitó
OSZVALD T.: Az elmúlt két évben történt...
Levezető elnök: MADARAS A. (BM)
HERGENGRODER J.: Szederkényi pincék
SZARVASI Á.: A Kőbánya alatti pincék veszélyei napjainkban
TÖRÖS E.: A geofizikai mérések szerepe a Bp. X. kerület üregkutatási problémáinak megoldásaiban
SZEMESY I.: Felszínmozgások, földcsuszamlások megelőzése fúrt mélyszivárgókkal
Cégismertetők: GeoSzolg Kft., Habbeton Kft., Sollerter Kft., Sycons Kft., Újpest Bauplan Kft.
Levezető elnök: OSZVALD T. (MGSZ)
DURA L., TAKÁCS I.: A dunaszentmiklósi támfal víztelenítési megoldása
GYULAI Á., TURAI E.: Üregek és üregszerű 2D inhomogenitások kimutatása geoelektromos módszerekkel
OSZVALD T., MADARAS A.: A Pince-, partfal- és földcsuszamlás pályázati rendszer változásai 1991. és 2005. között – vitaindító

Május 27.
MADARAS A. (BM): Levezető elnök
KÜRTI I.: A százhalombattai apróságok
LÉNÁRD M.: Halmajugra község (Heves megye) területén történt földcsuszamlás ismertetése és a veszélyeztetett területek védelmének műszaki megoldása
JÓZSA G.: Salgótarján város felszínmozgásai
SZALAI J.,TRAUER N.: A hollóházai víztelenítéses talaj-stabilizálás tapasztalatai
SZÉNÁSSY J.: Magas hatásfokú helyi szennyvíztisztító berendezések alkalmazása, a földcsuszamlás veszélyének kitett lakókörzetek szennyvízelvezetési és tisztítási problémájának megoldására
ZELENKA T., TRAUER N.: Felszínmozgások és településfejlesztés
MADARAS A., OSZVALD T.: Zárszó
Résztvevők száma: 67 fő

Június 25. Szakmai kirándulás a Gyógyító Ásványok Geoproduct Kft-hez Mádra „A 70 éves MÁTYÁS Ernő barátai és tisztelői"

Program:
MÁTYÁS Ernő: előadás és bemutató
A Tokaji-hegység ásványi nyersanyagai és egyéb érdekességei

Mád Holtvölgyi kőtelep megtekintése (természetes vulkáni építő anyagok, formázott építőkövek és a környék bányáiból begyűjtött ásványféleségek)
Ásványgyűjtési lehetőség.
Üzemlátogatás a Gyógyító Ásványok Geoproduct Kft. ásványfeldolgozó, csomagoló telepén: üzemelő gépek, berendezések, termelési folyamatok, az egyes termékek megtekintése.
Résztvevők száma: 28 Fő

Agyagásványtani Szakosztály

Március 21. ***Előadóülés***
Közös rendezvény az Ásványtan-Geokémiai Szakosztállyal

R. Varga A., Raucsik B., Szakmány Gy.: Dél-Dunántúli permokarbon homokkövek lehordási területének és diagenezisének jellemzése
Lorberer Á., Németh T.: A Dél-budai keserűvizek keletkezésének összefüggése a Kiscelli Agyag ásványos összetételével
Résztvevők száma: 10 fő

Április 18. ***Előadóülés***
Társszervező: Ásványtan-Geokémiai Szakosztály

Scharek P., Fügedi P. U., Harangi Sz., Kovács P. G., Ódor L., Ó.Kovács L., Szakmány Gy.: Földtani formációk elemtartalom adatbázisa – a KvVM megbízásából végzett munka ismertetése
Kovács-Pálffy P., Kónya P., Foldvári M., Püspöki Z., Józsa G., Prakfalvi P.: Újabb eredmények a magyarországi bentonitok kutatásában
Vincze L.,Kozák M., Kovács Pálffy P., Püspöki Z., Papp I., Kovács B.: Bentonit betelepüléses sekélytengeri szarmata rétegsor szerepe a miskolci vörösagyagok képződésében
Résztvevők száma: 20 fő

November 14. ***Előadóülés „2005 -ös őszi konferencialevelek – avagy merre halad a világ?" 5–15 perces beszámolók***
Közös rendezvény az Ásványtan-Geokémiai Szakosztállyal, az IUGS Magyar Nemzeti Bizottsággal

Molnár F.: Szlovákia: Hogyan látja szakmai jövőjét egy szomszéd? Congress of the Slovak Geological Society, június 20–23., Medvedia hora
Viczián I.: Ivan Kraus ünnepi ülés, Pozsony
Váczi T.: Kísérleti ásvány- és kőzettan ("Mineral behaviour at extreme conditions", 7th EMU School, június 19–26., Heidelberg)
Polgári M.: Agyagásványtan (13. International Clay Conference (ICC), augusztus 21–27., Tokió, Japán)
Szabó Cs.: Fluidzárvány kutatás (XVIII. European Current Research on Fluid Inclusions Conference (ECROFI), július 6–9., Siena)
Gméling K., Dégi J.: Kőzettani továbbképzés (4th International Seminars of Petrology (ISPET), február 5–12., Canberra, Ausztrália)
Pósfai M.: Kristálytan (XX. Congress of the International Union of Crystallography (IUCR), augusztus 23–31., Firenze)
Takácsné Bíró K., Szakmány Gy., Szilágyi V.: Archeometria (8th European Meeting on Ancient Ceramics (EMAC '05), 2005. október 26–29., Lyon)
Weiszburg T.: A Földtudományok Európai Konferenciája (EGU) ásványtani-alkalmazott ásványtani szemszögből (General Assembly of the European Geosciences Union, április 24–29., Bécs)
Pálfy J., Zajzon N.: Nagy kihalások: a triász-jura határ ásványtani, geokémiai, agyagásványtani szemszögből (IGCP 458 munkaülés: Triassic/ Jurassic boundary events: Mass extinction, global environmental change, and driving forces, szeptember 5–10., Tata és Hallein (Ausztria)
Résztvevők száma: 34 fő

December 5. ***Ünnepi előadóülés: Fél évszázad a földtudomány szolgálatában***
Az MTA Geokémiai Kutatóintézetének múltja és jelene
Társszervezők: Ásványtan-Geokémiai Szakosztály, Tudománytörténeti Szakosztály

Dudich E.: Elnöki köszöntő
Árkai P.: Bevezetés
Póka T.: A GKKI helye és szerepe a hazai geokémia fél évszázados történetében
Dudich E.: „Geonómia"– angolul is! (könyvbemutató)
Póka T.: Szénkőzettani innováció és geokémiai módszerek alkalmazása az ipari szénhidrogén kutatásban (1955–1985)
Sajgó Cs.: A szénhidrogén-anyakőzetektől a termálvizek szerves anyagáig – szervesgeokémiai eredmények a GKKI-ban
Tóth M.: Az agyagásványok reális szerkezetétől a kőzettani alkalmazásig – rétegszilikátok kutatása a GKKI-ban
Dobosi G.: A köpenytől a bazaltig – magmás kőzetgenetikai irányzatok a GKKI-ban
Résztvevők száma: 27 fő

Általános Földtani Szakosztály és Budapesti Területi Szervezet

Január 28. ***Előadóülés***
Közös rendezvény az MTA Szedimentológiai Albizottsággal
Üledékföldtani tematikájú szakmai rendezvényeken bemutatott előadások és poszterek seregszemléje.

HAAS J., GÖRÖG Á., KOVÁCS S., PELIKÁN P.: Dinári típusú, jura korú platformelőtéri lejtő fáciesű karbonátok a Recsk Rm-109 fúrásban
KOVÁCS S.,JÓZSA S., DOSZTÁLY L., GULÁCSI Z., LESS GY., HALAMIC, J., SUDAR, M, MIGIROS, G., TSELEPIDIS, V.: Triász darnói (vagy loggitszi) és bódvalenkei típusú kifejlődések ÉK-Magyarországon és Belső-Dinaridák–Belső-Hellenidák vonulatában; őskörnyezeti szerepük a neotethyális fejlődés korai szakaszában
HIPS K., HAAS J.: Calcimicrobial stromatolites at the Permian–Triassic boundary in a Western Tethyan section (Bükk Mountains, Hungary)
POCSAI T.: A Tatai Mészkő Formáció bázis-képződményeinek vizsgálata
JUHÁSZ GY., POGÁCSÁS GY., MAGYAR I., VAKARCS G.: Late-Neogene facies, sequences and basin subsidence in the Eastern part of the Pannonian Basin
Poszter:
THAMÓNÉ BOZSÓ E., JUHÁSZ GY., KOROKNAI B.: A Pannon-tó késő-neogén üledékei beszállítási irányainak nyomozása az alföldi homokkövek ásványi összetétele alapján
THAMÓNÉ BOZSÓ E., FAGEL, N.: A Bajkál-tó késő kvarter üledékeinek ásványtani vizsgálata
MIKES T., DUNKL I., FRISCH, W.: Provenance mixing in a foreland basin as revealed by sandstone geochemistry and detrital zircon fission track analysis: the Eocene flysch of the NW Dinarides
Résztvevők száma: 19 fő

Március 18. ***Előadóülés***

TÖRÖK Á., GOTZ, A., RUCKWIED, K., FEIST-BURKHARDT, S.: Harmadrendű ciklusok a mecseki középső-triász karbonátokban
KÓKAY J.: A szarmata–pannóniai határ képződményei a Várpalotai-medencében
POCSAI T.: A Tatai Mészkő Formáció bázisképződményeinek vizsgálata
Résztvevők száma: 13 fő

Május 23. ***Előadóülés***
Közös rendezvény a MGE Budapesti Területi Szervezettel

HAAS J.: A hazai földtan fejlődésének fő irányai és társadalmi szerepe
SZARKA L: Az MTA Geofizikai Tudományos Bizottság áttekintése a geofizika helyzetéről
Résztvevők száma: 31 fő

Június 16. ***Előadóülés***

HENNING, D. (Department of Geosciences University of Oslo): Did the Mjolnir asteroid impact (Norway) ignit Barents Sea hydrocarbon source rocks?
Résztvevők száma: 16 fő

Szeptember 26. ***Előadóülés***
Az Általános Földtani Szakosztály és a Magyar Geofizikusok Egyesülete közös előadóülése

PAPANIKOLAOU, D. (Athén): An active orogenic system: Late Eocene to recent evolution of the Aegean-Hellenic arcs: geological and geophysical constraints
MIGIROS, G. (Athén): The two ophiolitic zones of the Inner Hellenides - geology (incl. igneous and sedimentary composition), structural and palaeogeographical setting
Résztvevők száma: 30 fő

Október 7–9. ***Terepbejárás***
Az Általános Földtani Szakosztály és az Észak-Magyarországi Területi Szervezet közös terepbejárása

DNy-Bükk–Darnó terepbejárás:
CSONTOS L., GULÁCSI Z.és PELIKÁN P. vezetik a „takaró?/nem takaró?" vitát bemutató, mintagyűjtéssel egybekötött terepbejárást
1. nap: Felsőtárkány – Oldalvölgy – Kavicsos-kilátó – Táskás-orom – Hosszú-völgyfő – Földszakadás – Odvas-bükk – Mákszem (– Odor-hegy Ny-i lejtője – Felsőtárkány.
2. nap: Felsőtárkány – Esztáz-kő – Cseres-völgy – Mellér-völgy – Almár-völgy – Szarvaskő, vasútállomás – Teréz-forrás, 2. vasúti alagút ÉNy-i vége – Ortás-bánya – Villó-völgy – Felsőtárkány.
3. nap: Felsőtárkány – Egerbakta, kőbánya – Reszél-tető, kőbánya – Sirok, Kis-Vár-hegyi-kőfejtő – Darnó-hegy, Mély-völgyi-kőfejtő – Darnó-hegy, Hosszú-völgyi-kőfejtő – Budapest.

Kiegészítő bemutatók a terepen:
KOVÁCS S.: A darnói felső („Darnói s.s.") és a darnói alsó („Mónosbéli") egységek érintkezése a darnó-hegyi mélyfúrások szelvényeiben
FORIÁN-SZABÓ M.: Mikrotektonikai vizsgálatok a darnói felső (Mély-völgyi-kőfejtő, Cseresznyés-völgy D-i oldal, Hosszú-völgyi-kőfejtő) és a darnói alsó (Kis-Vár-hegyi-kőfejtő) egységben
Résztvevők száma: 30 fő

Október 28. *Előadóülés*

MÜLLER P.: Toronykarszt a budai hegyekben?
LUKÁCS A.: Látogatóban Ferenc Józsefnél (Új-zélandi úti beszámoló)
Résztvevők száma: 15 fő

December 8. *Előadóülés*
Dr. BÁLDI T. nyugalmazott egyetemi tanár és dr. ORAVECZ J. nyugalmazott egyetemi adjunktus születésének 70. évfordulója alkalmából rendezett előadóülés

HAAS J., BUDAI T., SZENTE I., PIROS O., TARDINÉ FILÁCZ E. Felső-triász lejtő- és medencefáciesű rétegsorok a Pilisben
PALOTAI M., CSONTOS L., DOVÉNYI P.: A keszölci felső-jura újraértékelése
KÁZMÉR M.: Paleocén zátonymészkő Dunavarsányban
HABLY L.: Új flóraelemek az európai alsó-oligocénben
NAGYMAROSY A., SZTANÓ O., HORVÁTH M.: Globális tengerszintváltozás és tektonika váltakozó hatása a hazai paleogén képződményekben
Résztvevők száma: 109 fő

Ásványtan-Geokémiai Szakosztály

Március 4. ***Szakülés – Miskolc***
A hazai ásványtani kutatások elmúlt tíz éve: A közelmúlt eredményei, a jelen újdonságai, a jövő feladatai.
(Ünnepi előadóülés a Herman Ottó Múzeum Ásványtára fennállásának 25 éves, illetve „Magyarország ásványai" című állandó kiállításának 10 éves évfordulóján)
Társszervezők: Herman Ottó Múzeum (HOM) Ásványtár, Miskolci Egyetem (ME) Ásvány- és Kőzettani Tanszék, MTA Miskolci Akadémiai Bizottság

VERES L.: Köszöntő
BUDA Gy,: KISS János, az ELTE ásványtan-professzora emlékezete
KECSKEMÉTI T.: A magyarországi ásványtani gyűjtemények kialakulása, fejlődése és helyzete
SZAKÁLL S., FEHÉR B.: A Herman Ottó Múzeum Ásványtára: múlt, jelen, jövő
SAJÓ I., SZAKÁLL S., KÖVECSES-VARGA L.: Kochsándorit, egy új ásvány Magyarországról
MOLNÁR F.: Hidrotermás ásványképződési környezetek rekonstrukciója tokaji- és velenceihegységi példák alapján
JÁGER V. A Szerencsi-dombság hidrotermás rendszereinek genetikai célú vizsgálata
KOVÁCS-PÁLFFY P., FÖLDVÁRI M., BODORKÓS ZS., KÓNYA P., KÁKAY-SZABÓ O.: A bazsi Prága-hegy bazaltjának üregkitöltő ásványai
SZENDREI G.,TÓTH T., SZAKÁLL S., KOVÁCS-PÁLFFY P.: Hazai talajfelszíni só kivirágzások elterjedése és ásványtani jellemzése
VICZIÁN I.: Az Alföld fiatal üledékeinek ásványtani összetétele
PÁL-MOLNÁR E.: A Koch Sándor ásványgyűjtemény szerepe a dél-alföldi régió tudásalapú társadalmának fejlődésében.
PAPP G.: Pontok és kérdőjelek, avagy eredmények és feladatok a Kárpát-medencéből leírt, bizonytalan státusú ásványfajok újra vizsgálata terén
WEISZBURG T.: A magyar ásványtan lehetőségei és kötelezettségei 2010-ig (IMA GM) és azon túl
Az ebédszünetben fogadással egybekötött tárlatvezetés (tartotta JÁNOSI M. ÉS SZAKÁLL S.) és poszterbemutató volt a Magyarország ásványai c. állandó kiállításban (a HOM kiállítási épülete. Miskolc).

Poszterek:
KÓTHAY K., WEISZBURG T.: Az ELTE 230 éves Ásvány- és Kőzettárának költöztetése
KÓTHAY K., MOLNÁR F., MOHAI R., SZAKMÁNY GY., SZILÁGYI V., GATTER I., TÖRÖK K., T. BÍRÓ K., CZAJLIK Z., WEISZBURG T.: „Kövek, fémek, kerámiák." Ásványok, kőzetek és ércek kiállítása a mindennapok emberének szemszögéből
MÁDAI F., SZAKÁLL S.,.SERESNÉ HARTAI É.: A selmeci ásványgyűjtemény mai helyzete és fejlesztésének irányai
TÓTHNÉ SZABÓ T.: A Herman Ottó Múzeum és elődjeinek természetrajzi gyűjteményei az alapítástól az Ásványtár létrejöttéig
Résztvevők száma: 57 fő

Május 27. ***„Aki (P)Á-t mond, mondjon C-t is! – avagy keresd a régi szellemet!"***
Társszervező: Az ELTE geológiai tanszékei

A 2001. őszi „(P)Á-épület" rendezvény folytatása, filmvetítéssel egybekötött baráti találkozó és épületbemutató az I/C épületben
Résztvevők száma: 45 fő

Október 10. *Előadóülés*

DÓDONY I.: Két év Arizonában
Könyvbemutatók:
SZAKÁLL S.: Ásványrendszertan (Miskolci Egyetemi Kiadó, Miskolc) – új egyetemi jegyzet
SZAKÁLL S., GATTER I., SZENDREI G.: A magyarországi ásványfajok (Kőország Kiadó, BUDApest)

– az 1993-ban megjelent könyv második, lényegesen bővített és átdolgozott kiadása
PAPP G.: History of minerals, rocks and fossil resins discovered in the Carpathian region (Magyar Természettudományi Múzeum, Budapest) – a 2002-ben magyarul megjelent könyv bővített, javított második kiadása
Résztvevők száma: 36 fő

Geomatematikai Szakosztály

Február 18–19. ***„Folyadékok áramlásának szimulációja" tanfolyam/ „roadshow" – Miskolc***

MEZŐ Gy.: Felszín alatti áramlási- és transzportfolyamatok végeselemes modellezése.
BENEDEK K.: Hasadékos kőzetekben végbemenő folyadékáramlás sztochasztikus szimulációja.
DANKÓ Gy.: A Bátaapátiban tervezett nukleáris hulladéktároló biztonsági értékelésének geoszféramodellje.
M. TÓTH T.: A Mórágyi gránit töréshálózat szimulációja a Bátaapáti kutatási területen
SŐREGI K., GONDÁR K., KUN É., SZÉPVÖLGYI K.: Karsztos hévíztározók modellezése
SZŰCS P., TÓTH A.: Geostatisztikai módszerfejlesztések a hidrogeológiában és a környezetvédelemben
FÖLDING G., GÁSPÁR E., SZILÁGYI G., VISZKOK J.: Transzportmodellezés a Gyöngyösoroszi Ércbánya környezetszennyezésének szimulációjára
KOVÁCS B.: Véges differencia módszer és környezetvédelmi alkalmazásai
SZANYI J., KOVÁCS B.: Vízkivétel hatására bekövetkező térszínsüllyedés szimulációja
VINCZE T.: Szeizmikus attribútumok alkalmazása többfázisú áramlási szimulációkban
A két nap résztvevőinek száma: 66+33 fő

Május 18. ***Előadóülés***

DREW, L.: Mineral Deposits-Grades to Tonnages to Economic Filters
Résztvevők száma: 6 fő

Május 19–20. ***IX. Geomatematikai Ankét – Mórahalom***

Plenáris előadás: DREW, L. (IAMG Distinguished Lecturer)
Előadások:
HUNYADFALVI Z.: Törmelékes üledékes kőzetek kisléptékű heterogenitás vizsgálata röntgen komputer tomográf alkalmazásával
SZANYI J., REZESSY G., HÁMOR T.: Geotermikus energia készletezése fuzzy aritmetika használatával
FÜST A.: A felszínváltozások adatbázisa, az aláfejtettségi kataszter
BUSA-FEKETE B., BUSA-FEKETE R.: Talajvízszint idősorok geomatematikai elemzése
BÁRDOSSY GY., FODOR J.: A Bayes valószínűségek és a bizonytalan halmazok módszereinek együttes alkalmazása a földtani kutatásban
GEIGER J.: Komputer tomográf adatok numerikus feldolgozása a „BAF-projekt"-ben
GÁL T., BALÁZS B., GEIGER J., SÜMEGHY Z., ZBORAY Z., UNGER J.: Az átlagos maximális városi hősziget statisztikai modellezése a település összetett felszínét leíró paraméterek alapján
KOVÁCS B.: Az adatoktól a numerikus modell adatrendszeréig – problémák és megoldások
ÁCS V., BENEDEK K., MEZŐ GY.: A hidrogeológiai paraméterek léptékfüggésének vizsgálata hasadékos kőzetekben
MEZŐ GY., BAJNA ZS.: Vízkorok és elérési idők modellezése advektív-diszperzív rendszerekben
RAKONCZAI J., KOVÁCS A., SZALAI J.: A Duna–Tisza közi talajvízszint változás értékelése geoinformatikai módszerrel
GULYÁS S.: Matematikai-statisztikai módszerek és alkalmazásuk a környezetrégészeti célú archeomalakológiai vizsgálatokban
UNGER Z., TIMÁR G.: Székelyföld és az Erdélyi-medence az SRTM domborzati modellen
KOVÁCS A.: Új eljárás karsztos víztartók hidraulikai paramétereinek a meghatározására, avagy mire jók a forráshidrogramok?
FÖLDES T., KALOCSAI P., JÓNAP K., BOTH CS.: CT alatti kiszorításos mérések technológiája
TULLNER T., GYALOG L., TURCZI G., TURTEGIN E.: Magyarország hegyvidéki területeinek fúrási és földtani térképi adatbázisa
MUCSI L., GEIGER J.: Vezetékmonitoring és sztochasztikus szimuláció alkalmazása a lyukadás előfordulás kockázatelemzésében
MALVIC, T.: Geostatistics in Petroleum Industry – Theory and Practice Applied in Reservoir Development in INA Naftaplin
KONCZ D., SÁROSI M.: Néhány variogram vizsgálatához használt adatelőkészítési módszer
KOVÁCS J., FÖLDEÁKI D., SZALAI J., MÁRKUS L.: Tiszántúli talajvízszint hidrográfjainak vizsgálata dinamikus faktoranalízissel
KOVÁCS J., SZALAI J., KONCZ D., FRUCHT É.: Hatásidő és hatásterület meghatározása időben és térben vízföldtani paraméterekre
BATA G., CSÁNYI V., KÖNCZÖL A., KOVÁCS J.: Mobil röntgenfluoreszcens spektrométer alkalmazása nehézfémekkel szennyezett talaj vizsgálatánál
PRSKALO, S.: Application of relations between seismic amplitude, velocity and lithology in geological interpretation of seismic data

NYILAS T., M. TÓTH T.: Talaj-szervesanyag pirogramjainak dekonvolúciója rekurzív algoritmussal
KOMLÓSSY Gy., UNGER Z.: Távérzékelés alkalmazása a bauxitkutatásban (egy venezuelai esettanulmány)
TURCZI G.: Térképi alapú földtani adatbázisok intra- és interneten
SZIKSZAI Zs., FEUER V.: A radioaktív hulladékok elhelyezéséhez kapcsolódó földtani célkutatás informatikai rendszere
KOVÁTS N., BORBÉLY G., KOVÁCS T., MAGYAR I., PAULOVITS G., POMOGYI P.: Kockázattérképezés a Kis-Balaton Vízminőségvédelmi Rendszer területén
GÁSPÁR E., VARGA R., VISZKOK J.: Hévíztermelő–visszasajtoló rendszer numerikus modellezése törmelékes tárolókban
SÜMEGI P., GEIGER J., HUNYADFALVI Z.: Egy holocén korú tiszai meder szedimentológiai és geomatematikai elemzése különös tekintettel a ciklusosságra
FEDOR F.: Revideált TTI számítás és a Lopatin-féle TTI számítás eredményeinek összehasonlítása egy neogén üledékes összlet példáján
M. TÓTH T., VASS I.: Töréshálózatok összefüggőségének geometriai feltételrendszere
Résztvevők száma: 62 fő

Június 2. ***Előadóülés***

VERMES J.: Áramlási szemcsés üledékek, szemcseméret eloszlásáról.
Résztvevők száma: 17 fő

November 14. ***Előadóülés***
A Nyugat-Magyarországi Egyetem Erdőmérnöki Karának, Földtudományi és Matematikai Intézeteivel közösen Sopronban.

FÜST A.: A kockázatszámítás belső problémái
HORVÁTH J.: Két probléma matematikai leírása
GEIGER J.: Esettanulmányok a szekvenciális gaussi szimulációról
UNGER Z.: Fraktálgeometriai elemek földtani alkalmazásai
Résztvevők száma: 21 fő

Mérnökgeológiai és Környezetföldtani Szakosztály

Január 10. ***Szabó Péter (1934–1995) emlékülés***
Közös emlékülés a Tudománytörténeti Szakosztállyal és a Mérnöki Kamara Geotechnikai Tagozatával

Emlékülés előtt SZABÓ Péter nyughelyének meglátogatása (Szent Gellért Plébánia urnatemetője, Apor Vilmos terem)
BREZSNYÁNSZKY K.: elnöki köszöntő
KASZAP András: SZABÓ Péter életrajza
PÓKA T., ORAVECZ J., MULLER P.: Az egyetemi évek és örök barátságok
MECSI J.: Emlékképek SZABÓ Péter geotechnikai, kamarai kapcsolatairól és hatásáról
Ahogyan a jelenlévők emlékeznek Péterre, a kollégára, a jó barátra: szóbeli és vetített emlékképek
Résztvevők száma: 38 fő

Február 4. ***10. Széchy Károly emlékülés***
Közös rendezvény a Magyar Mérnökkamara Geotechnikai Tagozatával
Résztvevők száma: 160 fő, ebből 8 fő társulati tag

Február 7. ***Vezetőségi ülés***
Résztvevő száma: 8 fő

Április 4. ***Vezetőségi ülés***
Résztvevők száma: 8 fő

Május 23.

Mélyépítési munkaterület megtekintése (Budapest, VIII., Tavaszmező u.)
Résztvevők száma: 8 fő

Június 6. ***Vezetőségi ülés***
Résztvevők száma: 6 fő

Június 15. ***Díszítőkő Konferencia***
Közös rendezvény a SZTE-vel és a Magyar Kőszövetséggel

Résztvevők száma: 60 fő (ebből Társulati tag: 25 fő)

Július 4–8. ***DIFPOLMINE Tanfolyam és Konferencia – Budapest***

BME szervezésében, a felhívást támogattuk
Résztvevők száma: 70 fő (ebből Társulati tag: 5 fő)

Szeptember 26.

Mélyépítési munkaterület megtekintése (Budapest, XIII., Váci út – Véső utca)
Résztvevők száma: 6 fő

Október 3. ***Vezetőségi ülés***
Résztvevők száma: 10 fő

Október 18–19. ***Geotechnika 2005. Konferencia***
Közös rendezvény a MK Geotechnikai Tagozatával, a KTE Talajmechanikai Szakosztállyal és az ISSMGE Magyar Nemzeti Bizottságával

Résztvevők száma: 200 fő (Társulati tag: 15 fő)

November 23. ***Agrogeológiai előadóülés***

KALMÁR J., FÜLEKI Gy., ZSÁMBOK I.: Eltemetett folyóágak agrogeológiai szerepének értékelése a Kömlői mintaterületen
VATAI J., MÜLLER T.: Agrogeológiai vizsgálatok a Zalakoppányi-mintaterületen
SZENTPÉTERY I., KUTI L.: Kísérleti agrogeológiai vizsgálatok egy hegylábi területen, Abod térségében
Résztvevők száma: 12 fő

December 12. ***Vezetőségi ülés***
Résztvevők száma: 13 fő

Oktatási és Közművelődési Szakosztály

November 11. ***Környezetvédelem, Módszertani, Regionális- és Környezetföldtani kutatások előadói ankét***
Közös rendezvény a Debreceni Akadémiai Bizottság Környezetföldtani és Paleoökológiai Munkabizottsággal

Környezetvédelem, levezető elnök: SZOÓR Gy.
KELEMEN B. (Tiköfe): A környezetvédelem aktualitásai Debrecen tágabb körzetében
VICZIÁN I. (MÁFI): Agyagásványok környezetföldtani jelentősége
NÉMETH T. (MTA): Montmorillonitok rétegtöltése és fémion-adszorpciója
KÓNYA P. (MÁFI), SZAKÁLL S. (ME): Hazai zeolitok genetikai típusai és környezetvédelmi alkalmazásai
FINTA B., KALINA L., ÖKRÖS Z. (DE): Sérülékeny Hernád-völgyi talajvízbázis 3D modelljének geodéziai előmunkálatai
HOLLÓ S. (BNP): Parád, Ilona-völgyi tanösvény geológiai értékei

Módszertani, regionális és környezetföldtani kutatások, levezető elnök: KOZÁK M.
ALMÁSI B., CSÁMER Á., FARKAS J., RÓZSA P.(DE): MALAC – online modális analízis értékelő rendszer (bejelentés)
BALOGH K. (Atomki): Az Ar–Ar módszer és alkalmazási lehetőségei
GÖNCZY S.(DE): Vulkanológiai és petrográfiai vizsgálatok az erdőpatakai kőbányában
PÜSPÖKI Z., KOZÁK M., FINTA B., DEMETER G., VINCZE L. (DE): Előzetes helyzetkép a Levelek ÉK–I sz. paraméterfúrás vizsgálatáról
CSÁMER Á., KOZÁK M. (DE): A szarmata andezitvulkanizmus Tardona térségében
VINCZE L., DOBOS K. (DE): Tömegmozgások és veszélytérkép a miskolci Avas-Észak pincesorain
MCINTOSH R., KOZÁK M. (DE): Tektonikai felvételek tapasztalatai a Bükk-hegységben
KOLESZÁR P. (DE): Tűzálló anyagok és a környezet
PAPP I., BRAUN M. (DE): Ipari hatások kimutatása tiszai üledékekben
VINCZE L.,KOZÁK M., PÜSPÖKI Z. (DE): A Tardonai-dombság és az Upponyi-hegység alkalmazott- és környezetföldtani térképsorozata
BUDAY T. (DE): Geotúrák Franciaországban
OSVÁTH R. (DE): Vulkántúra a Lipari-szigeteken
Résztvevők száma: 76 fő

Őslénytani-Rétegtani Szakosztály

Május 18–21. ***8. Magyar Őslénytani Vándorgyűlés: Őraljaboldogfalva–Hátszeg***

Előadások:
MAGYARI E.: Holocén vegetációfejlődés és klímaváltozás a Dél-Hargitában – a Szent-Anna-tó paleoökológiai és paleolimnológiai kutatásának eredményei
BUCZKÓ K., MAGYARI E.: Kovavázas algák alkalmazása a palaeolimnológiában – Szent Annatavi esettanulmány
JAKAB G., SÜMEGI P., SZÁNTÓ Zs.: Késő-glaciális és holocén vízszintingadozások a Szigligeti-öbölben (Balaton) makrofosszília vizsgálatok eredményei alapján
GÁL E.: Tafonómiai vizsgálatok az Emine Bair Khozar-barlang (Krím-félsziget, Ukrajna) felső pleisztocén madárcsontleletein
CZICZER I.: Pannóniai korú puhatestűek a Mórágyi-rög DK-i előteréből
SZTANÓ O., MAGYAR I., KATONA L., BABINSZKI E., MAGYARI Á.: Az őskörnyezet ciklikus változásai a Pannon-tó peremén (Tihanyi Formáció)
SILYE L.: Agglutinált foraminifera morfocsoportok paleoökológiai alkalmazása egy észak-atlanti mélyfúrás példáján

FODOR R., DÁVID Á.: Ragadozócsigák fúrásnyomai verpeléti alsó-szarmata gastropodákon
KOCSIS L.: Oxigén és stroncium mérési eredmények cápafogakból a miocén Paratethys területéről
DÁVID Á.: Helicotaphrichnus commensalis a magyarországi felső-oligocénből
LESS Gy., BÁLDINÉ BEKE M., ZELENKA T., FOLDESSY J., KOLLÁNYI K.,KERTÉSZ B.: A recski andezit korának revíziója
KÁZMÉR M., MARKÓ A.: A nummuliteszes kovakavicsok eredete
GALÁCZ A.: VOGL Viktor 1908-as eocén Nautiloidea-monográfiának revíziója
BOTFALVAI G.: Késő-kréta teknősök az iharkúti gerinces lelőhelyről
MAKÁDI L.: Egy új akvatikus hüllő – a legfrissebb eredmények az iharkúti késő-kréta Varanoideáról
ŐSI A., JAMES M. CLARK, DAVID B. WEISHAMPEL: Emlősszerű fogazat a legprimitívebb Eusuchia krokodilnál (felső-kréta, Iharkút, Bakony)
RABI M.: Alligatoroidea indet. és *Doratodon* cf. *carcharidens* a bakonyi felső-krétából (Csehbányai Formáció, Iharkút)
KESSLER J.: Tollas dinoszauruszok vagy madarak?
GÖRÖG Á.: A tethysi és stabil-európai plankton foraminifera társulások a bathban
FŐZY I.: Nopcsa báró és az erdélyi dinoszauruszok
Poszterek:
BABINSZKI E., SZTANÓ O.: Egy sánc-sziget fejlődéstörténete a nyomsűrűség-index változásainak függvényében
BABINSZKI E., SZTANÓ O.: Bioturbáció: áldás, vagy átok?
BENE K.: Patológiás elváltozások egri korú csontoshalfogakon – összehasonlítás (Wind-féle téglagyár, Eger)
CZICZER I.: Puhatestűek a Kisalföld keleti részének pannóniai korú mélyvízi képződményeiből
DULAI A., BITNER, A.: Magyarországi miocén brachiopodák revíziója
KÁZMÉR M.: Fúrókagylók és fák: évgyűrűelemzés a *Martesites vadaszi* VITÁLIS, 1961 nyomfosszílián (Salgótarjáni Kőszén, alsó-miocén)
KERTÉSZ B.: Az erdélyi fő Nummulites-faunák biometriai alapú összehasonlítása más európai faunákkal
LELKES Gy.: Thaiföldi recens tengeri üledékminták szedimentpetrográfiai vizsgálatának eredményei
SZABÓ L.: Az ajkai Malom-völgy tengerisünfaunájának vizsgálata
SZEITZ P.: Az Őslénytani Tanszék gyűjteményének története
SZINGER B.: Kora-kréta Foraminiferák a Márévárivölgyből (Mecsek hegység)
SZÓNOKY M., GULYÁS S.: A „tihanyi kecskeköröm" és legendája bemutatása 2005-ben Floridában
SZÓNOKY M., GULYÁS S.: Puhatestűek a DK-Alföld középkori műemlékeinek löszből készült tégláiban és a tavi mészkő építőkövekben
TÓTH E.: Fekete-tengeri körülmények a szarmata korszakban
Terepbejárás
Vezető: WANEK Ferenc
Ohábaponor, legfelső-albai–cenomán tengeri rétegek;
Szentpéterfalva, maastrichti szárazföldi rétegek, gerinceslelőhely;
Nalácvád, maastrichti szárazföldi rétegek, gerinceslelőhely;
Rákosd, szarmata tengeri–szárazföldi rétegek;
Tustya, dinoszaurusz-tojások lelőhelye;
Kolozsvár, Bükk-erdő, Plecska-völgy, tengeri eocén
Magyargyerőmonostor, tengeri eocén.
Résztvevők száma: 44 fő

Tudománytörténeti Szakosztály

Január 24. ***Beszámoló ülés***

Visszatekintés a 2004. évre.
Részvevők száma: 11 fő

Február 28. ***„Eötvös Loránd a Csúcson" INHIGEO-előadás***

SZABÓ Z., POLC I.: előkészítés alatt álló prágai INHIGEO-előadásának előzetes bemutatása
Résztvevők száma: 12 fő

Március 21. ***Találkozó***

BOGNÁR L.: A Szabó József Geológiai Technikum öt évtizede
PUZDER T.: A Technikum évfolyamainak tablókiállítása
Résztvevők száma: 111 fő

Április 25. ***Szent György-napi bauxit-találkozó – Székesfehérvár***
Közös rendezvény az Országos Műszaki Múzeum Alumíniumipari Múzeumával

KOVÁCS I.NÉ, TÓTH Á.: Megnyitó
KÓCZIÁNNÉ SZENTPÉTERI E.: Üdvözlés
PÓKA T.: Üdvözlés
DUDICH E.: A Györgyök és az aranydiplomások köszöntése

R. Szabó I.: Az aranydiplomások üdvözlése
Dudich Endre, Hőriszt György, Károly Gyula, Nyírő Miklós, Szabó Elemér, Szantner Ferenc, Vecsernyés György, Vizy Béla Vörös István aranydiplomások
Brezsnyánszky K.: A bauxitkutatás és a Földtani Intézet
Fancsik T.: A bauxitkutatás és a Geofizikai Intézet
Kecskeméti T: A bauxitkutatás eocén rétegtani hozadéka
Haas J.: A bauxitkutatás triász és felső-kréta rétegtani hozadéka
Császár G.: A bauxitkutatás középső-kréta rétegtani hozadéka
Jocháné Edelényi E.: A bauxitkutatás-bányászat vízföldtani ismereti hozadéka
Vizy B., Hőriszt Gy.: Vízföldtani kutatások és iparstratégia
Dudich E., Tóth K., Siklósi L., Szekér Z.: Az anyagvizsgálati módszerek története a bauxitkutatásban
Knauer J., Mindszenty A., Szantner F.: Előkutatási és prognóziskoncepciók
Fodor B., R. Szabó I.: A készlet- és gazdaságszámítás története
Kakas K., Nyerges L.: A bauxitgeofizika története
Vizy B., Károly Gy., Szakály Á.: A fúrás szerepe a bauxitkutatásban
Szabó E.: A Gánt-környéki bauxitkutatás története
Komlóssy Gy.: Az Iszkaszentgyörgy-környéki bauxitkutatás története
Jankovich B., Pataki A., Tóth K.: A Nyirád-csabpusztai bauxitkutatások
Szőts A.: Az észak-bakonyi bauxitkutatások története
Pataki A.: A bányászati kutatások és feltárások földtani hozadéka
Tóth Á.: A Gerecse-térségi bauxitkutatás története
Tóth Á., Tóth K., Prakfalvi P.: A Balaton-felvidéki, buda-pilisi, nézsai, nagyharsányi és az aggteleki bauxitkutatás története
Múzeumi körséta, Tárlatvezetés: Kohler Imre
Résztvevők száma: 122 fő

Május 23. ***Előadóülés***
Közös rendezvény az Ásványtan–Geokémiai Szakosztállyal

Jámbor Á.: Sümeghy József (1892–1955) emlékezete
Pál-Molnár E., Kóbor B.: 125 éve született Szentpétery Zsigmond
Bognár L.: 50 éve jelent meg a „Koch–Sztrókay"
Papp G.: Régi magyar drágakövek
Részvevők száma: 16 fő

Június 6. ***Előadóülés***
Közös rendezvény az OMBKE Kőolaj-, Földgáz- és Vízbányászati Szervezetével

125 éve, 1880 májusában fejeződött be a Hódmezővásárhely–1 alföldi mélyfúrás.
Csath B., Dobos I., Póka T., Sajgó Cs.: Megemlékezés – értékelés · kommentárok
Résztvevők száma: 13 fő

Szeptember 26. ***Előadóülés***

Szakáll S.: Ackner, Michael Johann – „Mineralogie Siebenbürgens"
Papp G.: 225 éve jelent meg Fichtel, J. E. „Beytrag zur Mineralgeschichte" – ásványtani értékelés
Viczián I.: Idén 100 éve jelent meg! Kalecsinszky: „Magyarország agyagai"
Viczián I. – bejelentés:
Már itthon is kutathatók! Benkő Ferenc: 'Diárium'és'Album'
Résztvevők száma: 13 fő

Szeptember 29. ***Előadóülés Géczy Barnabás 80. születésnapja alkalmából***
A Magyar Tudományos Akadémia, az Eötvös Loránd Tudományegyetem és az MTA Paleontológiai Bizottságának közös rendezvénye

Klinghammer I., Vörös A.: Megnyitó, köszöntés
Serge Elmi (Lyon): Jurassic evolution of North Africa
Barbacka M.: A környezet hatása a jura nyitvatermők makro- és mikromorfológiájára
Főzy I.: Felső-jura ammonitesz biosztratigráfia a Gerecse-hegységben
Galácz A.: Stromatolitos ammoniteszes padok a Kárpát-Pannon régió középső-jurájában
Mindszenty A.: A Nyugati-Tethys jura bauxitjai. Adalékok az ősföldrajzi képhez
Ozsvárt P.: A triász/jura határ radiolária szempontból
Pálfy J.: A jura időskála 2005-ben
Szabó J.: Tethysi jura csigák és ősföldrajzi sejtések
Szente I.: A kagylók a jurában: az utóbbi három évtized kutatásainak eredményei
Vörös A.: A jura brachiopodák díszítettsége: siker és kudarc a mezozoos tengeri forradalomban
Résztvevők száma: 52 fő

Október 24. ***Előadóülés Rozlozsnik Pál születésének 125. évfordulójára***

Kecskeméti T. Rozlozsnik Pál a Foraminifera-kutató
Foldessy J., Zelenka T.: Rozlozsnik Pál érctelep-tani munkássága
Tóth Á.: Rozlozsnik Pál a bauxitkutatás szemszögéből
Résztvevők száma: 22 fő

November 7. ***Megemlékezés Szádeczky Kardoss Gyuláról – Telkibánya***

Szülőház-koszorúzás
Papp P.: Emlékezés Szádeczky Kardoss Gyulára
Résztvevők száma: 7 fő

December 12. „Recens Geopoézis" Élő „geológus-költők" válogatott versei
Közös rendezvény az Ásványtan-Geokémiai Szakosztállyal

Narrátor: Póka Teréz
Szerzők: Csalagovits István, Dudich Endre, Kisvarsányi Géza, Kozma Károly, Mátyás Ernő, Szabó Imréné Drubina Magdolna
Előadók: Csalagovits István, Dudich Endre, Juhász Árpád, Kercsmár Zsolt, Kozma Károly, Makk Ágnes, Papp Gábor, Szabó Imréné Drubina Magdolna, Vasvári Árpád
A műsort összeállította és szerkesztette: Dudich Endre, Papp Péter, Póka Teréz
Résztvevők száma: 61 fő

Alföldi Területi Szervezet

Január 25. ***Klubnap – Szeged***

Az elmúlt évben Nyugdíjba vonult tagok köszöntése. A 2005. évi program megbeszélése
Résztvevők száma: 23 fő

Október 6. ***Dr. Balogh Kálmán Széchenyi díjas egyetemi tanár emléktáblájának avatása a Szent István-barlang bejáratánál***

Tatár A-né: Emlékbeszéd az Alföldi Területi Szervezet részéről és a szegedi tanítványok nevében
Résztvevők száma: 53 fő

December 6. ***Előadóülés – Szeged***

Sümegi P.: A rejteki kőfülke környezettörténeti vizsgálata
Sümegi P.: Bevezetés a környezetrégészeti célú archeomalakológiai vizsgálatokba néhány hazai lelőhely példáján
Szónoky M.: Délkelet-alföldi középkori műemlékeink építő-és díszítőköveinek archeometriai vizsgálata a nyersanyag eredetének tisztázása céljából
Résztvevők száma: 22 fő

Dél-Dunántúli Területi Szervezet

Március 19. ***Mecseki neogén terepbejárás***

Célja a mecseki neogén – elsősorban a Nyugat-mecseki miocén képződmények bemutatása.
A bemutató állomásai:
Mecsekérc Rt. fúrómag raktár – a nyolcvanas években mélyített kutató fúrások anyagából összeállított mintasorozat megtekintése.
Bükkösd, konglomerátum feltárás (Szászvári Formáció)
Kovácsszénája, slírösszlet, lajtaösszlet és szarmata (Tekeresi, Pécsszabolcsi és Kozárdi Formációk)
Mecsekjánosi, szeméttelep (Tekeresi Slír és Budafai Formációk)
Szakmai vezetés: Barabás András (Pécsi Bánya-kapitányság), Máthé Z. (Mecsekérc Rt.)
Résztvevők száma: 35 fő

Június 2–3. ***Előadóülés***
Közös előadóülés az MGE Mecseki Csoporttal

Június 2. ***Előadások***
Gellért B., Újszászi K., Horváth Zs. (Mol Rt.): Új eredmények a Dél-Dunántúl szerkezetföldtani kutatásában
Wórum G. (Geomega)., Horváth F. (ELTE): A DNy-Dunántúl szerkezetének és neotektonikájának pontosítása olajipari szelvények integrált értelmezésével
Hatalyák P. (Mol Rt.): Magyarország délnyugati részének süllyedés- és éréstörténete.
Magyari Á., Musitz B. (MÁFI), Csontos L. (ELTE): Késő-negyedidőszaki szerkezetek a Somogyi-dombságban
Konrád Gy. (PTE), Sebe K. (Mecsekérc Rt.): A Mecsek déli előterének kainozoos szerkezetalakulása aljzattérképek, üledékvastagságok és felszínmorfológia alapján
Szakmány Gy. (ELTE), R. Varga A., Raucsik B. (VE): a Dél-dunántúli permi üledékes sorozat homokköveinek és finomtörmelékes kőzeteinek geokémiai vizsgálati eredményei
Jakab A.,Józsa S. (ELTE): A Gyűrűfűi Riolit új kőzettani és geokémiai vizsgálati eredményeinek értékelése

KONCZ I. (geokémikus, vállalkozó): Gázminták összehasonlító vizsgálata James módszerrel, a Dél-dunántúli példákon
FÖLDES T. (Geosoft): CT mérések feldolgozási eredményei a BAF kőzetanyagán
KOVÁCS L. (Kútfej Bt.), BOGÁR I. (BOMIX Kft.): A BAF (Bodai Aleurolit Formáció) kutatási programja keretében végzett Doorstopper – cellás in situ feszültségmérések
KONRÁD Gy. (PTE)., BUDAI T., CSILLAG G.(MÁFI): Újabb adatok a goricai terület alaphegységének földtani felépítéséről
HEGEDŰS E., FANCSIK T. (ELGI): A BAF kutatásban végzett regionális szeizmikus reflexiós és tomográfiás mérések
ZILAHI-SEBESS L., SZONGOTH G., BARTHA Z. (Geo-Log): Az új Nyugat-mecseki fúrásokban végzett mélyfúrás-geofizikai mérések ismertetése
ROTÁRNÉ SZALKAI Á., TÓTH Gy., HORVÁTH I., MURÁTI J., SZŐCS T. (MÁFI): A BAF középtávú kutatásának keretében végzett regionális vízföldtani kutatások eddigi eredményei
GEIGER J. (SZTE): Sztochasztikus szimulációk a BAF Monitong Rendszer méréseinek feldolgozásában
CSICSÁK J. (Mecsekérc Rt.), MOLNÁR P. (Golder Kft.): Az IB-04 fúrás vízföldtani eredményei
MÁTYÁSI L. (Stei, Románia): Perm és eotriász kori képződmények rétegződésének részleges transzportációja és elpalásodása a Móma- és az Aranyosfői-takarókban (Erdélyi-szigethegység É-i egysége)
ÁRGYELÁN J. T. (ELTE): A Korpádi Formáció és a Cserdi Formáció durvatörmelékes összletéből származó granitoid- és gneiszkavicsok kőzettani és geokémiai vizsgálati eredményei
CZICZER I. (SZTE): Pannóniai puhatestűek a Mórágyi-rög DK-i előteréből
ÚJVÁRI G. (Majs): Dél-baranyai lösz-paleotalaj sorozatok Mollusca-faunái
DEZSŐ J. (PTE): A beremendi Szőlő-hegy morfológiája és hasadékainak kitöltésviszonyai
SOÓS J.né., TÍMÁR I. (Komlói Természettudományi Múzeum): Két új miocén feltárás Mecsekjánosi környékén

Poszterek
BENKOVIS I., KOVÁCS L., SEBE K., MENYHEI L. (Mecsekérc Rt.): A Bodai Aleurolit Formáció középtávú kutatási programja
BERTA J., HÁMOS G., DEÁK F. (Mecsekérc Rt.): A magyarországi kis és közepes aktivitású radioaktív hulladékok végleges elhelyezésére irányuló program. A felszín alatti kutatási program előkészítő munkái.
DEZSŐ Z. (DE), VÁRHEGYI A., GORJÁNÁCZ Z. (Mecsekérc Rt.): A BAF terület radiológiai alapállapota, különös tekintettel a Cs-137 mesterséges radionuklidra
GEIGER J. (SZTE): CT-vizsgálatok matematikai statisztikai kiértékelésének tapasztalatai
HARANGI Sz. (ELTE): A bári leucitit keletkezése. Van-e vulkáni veszély a DK-dunántúli térségben?
HUM L. (SZTE): Délkelet-dunántúli lösz-paleotalaj sorozatok keletkezésének paleoökoógiai rekonstrukciója
HUM L. (SZTE): Délkelet-dunántúli löszök üledéktani és geokémiai jellemzői
KONRÁD Gy. (PTE), FÖLDING G. (Mecsek-Öko Rt.): A dinnyeberki U-ércesedés földtana, kísérleti perkolációja és a rekultiváció
MENYHEI L. (Mecsekérc Rt.). GACSÁLYI M. (Geopard Kft.) Szűcs István (Mecsekérc Rt.): Abszorpciós tomográfia alkalmazása a BAF kutatások keretén belül
VÁRHEGYI A., GORJÁNÁCZ Z. (Mecsekérc Rt.), SOMLAI J. (VE): Radiológiai alapállapot-felmérés eredményei Bátaapáti-Üveghután
Résztvevők száma: 81 fő

Június 3.
A goricai terület földtani felépítésének bemutatása az IB–14 fúrás maganyaga és a szeizmikus kutatás alapján
Szakmai vezetés: KONRÁD Gy. (PTE), HÁMOS G. (Mecsekérc Rt.)
Résztvevők száma: 29 fő

Június 11–12. ***A késő-miocén–pliocén vulkáni és üledékes képződmények a Balaton-felvidék nyugati részén***

Szakmai vezető: CSILLAG G. (MÁFI)
Résztvevők száma: 46 fő (közülük 8 fő külföldi)

Szeptember 26. ***Vezetőségi ülés***

A Területi Szervezet 2004–2005. évi tevékenységének áttekintése. A pénzügyi helyzet áttekintése. A MFT 2006. évi tisztújításához a jelölések megtétele. A 2006. évre tervezett programok ismertetése
Résztvevők száma: 10 fő

November 25. ***5. Jubileumi Földtudományi Ankét – Nagykanizsa***

Előadások:

BLAHÓ J. (Mol Rt.): Algyő-mező telepeinek további lehetőségei a 3D szeizmika alapján
VÁRHEGYI A. (Mecsek-Öko Rt.), GORJÁNÁCZ Z. (Mecsekérc Rt.), SOMLAI J. (VE): Radiológiai alapállapot-felmérés eredményei Bátaapáti–Üveghután
KONCZ I., MEGYERY M., SZITTÁR A., TISZAI Gy.: Olajkihozatal-növelés és gázkúp-kizárás sókristályokkal
KISS J., GULYÁS Á., PRÁCSER E., VÉRTESY L. (ELGI): Magyarország gravitációs lineamens-térképe
HEGEDŰS E.(ELGI): A passzív szeizmikus módszer új alkalmazási lehetőségei: szerkezeti zónák aktivitásának vizsgálata emissziók detektálásával

Poszterek:
HALÁSZ A. (PTE): A Jakabhegyi Homokkő Formáció fácies vizsgálata
LEMBERKOVICS V. (Mol Rt.): Az Ortaháza–Ny terület geológiai vizsgálata geotermikus erőmű létesítése céljából
Résztvevők száma: 75 fő

Észak-Magyarországi Területi Szervezet

Április 21. ***Előadóülés „A bányászat és környezete".***

A térségben működő kis- és közép vállalkozások bemutatják milyen a földtannal és bányászattal kapcsolatos munkákkal foglalkoznak, milyen az ipari geológia.

TÓTH Gy.: A Kondó-haricai földtani kutatás és bányatelek-kialakítás folyamata
HERNÁDI B., RÓCZEI Zs., BÁLINT E.: A mélyfúrási geofizika szerepe a Bükkábrányi bánya elővíztelenítési gyakorlatában
DIENES E., KISS P.: Egy kármentesítés tapasztalatai
Résztvevők száma: 26 fő

Június 24. ***Szent Iván napi vacsoraest***

Köszöntő és vacsora a területi szervezet jubiláns tagjai részére

JUHÁSZ András dr. 75 éves
NÉMEDI-VARGA Zoltán dr. 75 éves
MÁTYÁS Ernő dr. 70 éves
Résztvevők száma: 24 fő

Október 7. ***Telkibánya, terepi bejárás***

A PHARE CBC záró konferenciához csatlakozó program, amelyet közösen rendezett a Miskolci Egyetem, a Kassai Egyetem és Telkibánya Önkormányzata
Program:
Telkibánya – Mária bánya, földalatti tantáró
Jupiter akna – felszíni horpák – tanösvény
Külszíni bányászati emlékek megtekintése – gátak, őrlők, települések
Terepi mini vízkémiai-labor bemutató
Résztvevők száma: 34 fő

December 8. ***Előadó- és vezetőségi ülés***

FÖLDESSY J.: „A földtan az interneten" bemutató előadás
A 2005. évi program összeállítása
Résztvevők száma: 5 fő

Közép- és Észak-dunántúli Területi Szervezet

Április 28. ***Rendhagyó előadóülés „... volt egyszer egy Vár u. 31. ..."***

A Területi Földtani Szolgálat, majd az MGSZ Területi Hivatalának elmúlt 28 évének felidézése
Moderátor: KNEIFEL Ferenc
Résztvevők száma: 16 fő

December 15. ***Évzáró klubnap***

KNEIFEL F.: Vízmosás vagy alagút
BÖRÖCZKY T.: India, mint dia
KORBÉLY B.: Tervezett geopark a Balaton-felvidéken
Résztvevők száma: 35 fő

Útmutató a Földtani Közlöny szerzői számára

A Földtani Közlöny — a Magyarhoni Földtani Társulat hivatalos szakfolyóirata — csak eredeti, új tudományos eredményeket tartalmazó (magyar, ill. idegen nyelven még meg nem jelent) közleményeket fogad el.

Elsődleges cél a hazai földdel foglalkozó, vagy ahhoz kapcsolódó tárgyú cikkek megjelentetése. A kézirat lehet: értekezés, rövid közlemény, vitairat, fórum, szemle, rövid hír, könyvismertetés stb. Vitairat a vitatott cikk megjelenésétől számított hat hónapon belül küldhető be. Ez esetben a vitatott cikk szerzője lehetőséget kap arra, hogy válasza a vitázó cikkel együtt jelenjék meg. Az értekezések maximális összesített terjedelme 25 nyomdai oldal (szöveg, ábra, táblázat, fénykép, tábla). Ezt meghaladó értekezés csak abban az esetben közölhető, ha a szerző a többletoldal költségének 130%-os térítésére kötelezettséget vállal. A tömör fogalmazás és az állításokat alátámasztó adatszolgáltatás alapkövetelmény. A folyóirat nyelve magyar és angol. A közlésre szánt cikk bármelyik nyelven benyújtható, minden esetben magyar és angol nyelvű összefoglalással. Az angol változat vagy összefoglalás elkészítése a szerző feladata. Más idegen nyelven történő megjelentetéshez a Szerkesztőbizottság hozzájárulása szükséges.

A **kéziratot** (szöveg, ábra, táblázat, fénykép, tábla) **digitális formában** — lemezen vagy hálózaton keresztül — **kell benyújtani,** emellett **a technikai szerkesztőhöz 3 nyomtatott példányt is meg kell küldeni.** Ha a szerző nem tudja biztosítani a digitális formát a kézirat elfogadásáról a Szerkesztőbizottság javaslata alapján a Társulat Elnöksége dönt, tekintettel annak költségvonzatára. Jelenleg IBM-kompatibilis személyi számítógépen bármely szövegszerkesztőből ASCII kódban (DOS Text Only) kimentett változat nyújtható be, de elsősorban a Word változatok használata javasolt (.rtf formátumban).

A Szerkesztőbizottság három lektort jelöl ki. A felkért lektoroknak 3 hét áll rendelkezésre a lektorálásra. A harmadik lektor egy pozitív és egy negatív vélemény, ill. valamelyik lektor visszautasító válasza esetén kapja meg a kéziratot. A szerzőtől a Szerkesztőbizottság a lektorálás után 1 hónapon belül várja a javított változatot. Amennyiben a lektor kéri, átdolgozás után újra megtekintheti a cikket, s ha kívánja, pár sorban közzéteheti szakmai észrevételeit a cikkel kapcsolatban. Abban az esetben, ha a szerzői javítás után megkapott cikkel kapcsolatban a lektor 3 héten belül nem nyilvánít véleményt, úgy tekintjük, hogy a cikket abban a formájában elfogadta. **Mindazonáltal a Szerkesztőbizottság fenn-tartja magának a jogot, hogy kisebb változtatás esetén 2 hónapon, nagy átdolgozás esetén 6 hónapon túl beérkező cikkek megjelentetését visszautasítsa.**

A kézirat részei (kötelező, javasolt):

a, Cím
b, Szerző(k), postacímmel (E-mail cím)
c, Összefoglalás (angol abstract)
d, Bevezetés, előzmények
e, Módszerek
f, Adatbázis, adatkezelés
g, A téma kifejtése — megfelelő alcím alatt
h, Diszkusszió
i, Eredmények, következtetések
j, Köszönetnyilvánítás
k, Hivatkozott irodalom
l, Ábra-, táblázat- és fényképmagyarázatok
m, Ábrák, táblázatok és fényképtáblák

A Közlöny nem alkalmaz az alcímek esetében sem decimális, sem abc-s megjelölést. Az alcímek nem lehetnek három fokozatnál nagyobbak. Lábjegyzetek használata kerülendő, amennyiben mégis elkerülhetetlen, a szöveg végén sorszámozva ún. végjegyzetként jelenik meg.

A cikk szövegében hivatkozások az alábbiak szerint történjenek:
RADÓCZ (1974), ill. (RADÓCZ 1974)
GALÁCZ & VÖRÖS (1972), ill. (GALÁCZ & VÖRÖS 1972)
KUBOVICS et al. (1987), ill. (KUBOVICS et al. 1987)
(GALÁCZ & VÖRÖS 1972; RADÓCZ 1974, 1982; KUBOVICS et al. 1987)
(RADÓCZ 1974, p. 15.)

Az illusztrációs anyagot (ábra, táblázat, fénykép, tábla) a tükörméretbe (130×196) álló, vagy fekvő helyzetben beilleszthető méretben kell elkészíteni. Az illusztrációs anyagon a vonalvastagság ne legyen 0,3 pontnál kisebb, a betűméret ne legyen 6 pontnál kisebb. A digitális ábrákat, táblákat cdr, .tif, .eps, .wmf kiterjesztésekkel, illetve. a tördelő programba történő beilleszthetőség miatt az Excel táblázatokat word táblázatokká konvertált formában, az Excel ábrákat CorelDraw formátumban tudjuk elfogadni.

A Földtani Közlöny feltünteti a cikk beérkezési és elfogadási idejét is. A késedelmes szerzői javítás esetén a második (utolsó) beérkezés is feltüntetésre kerül.

Az előírásoknak meg nem felelő kéziratokat a technikai szerkesztő a szerzőnek, több szerző esetén az első szerzőnek visszaküldi.

A kéziratokat a következő címre kérjük beküldeni: Piros Olga 1443 Budapest, Pf. 106.

Földtani Közlöny 136/2, 2006

Tartalom — Contents